MÉMOIRES ORSTOM

P. MICHEL

LES BASSINS DES FLEUVES SÉNÉGAL ET GAMBIE

ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

Tome 1

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER



LES BASSINS DES FLEUVES SÉNÉGAL ET GAMBIE

ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

Cet ouvrage
a été honoré d'une subvention
de M. le Président de la République du Sénégal
L. S. SENGHOR.

MÉMOIRES ORSTOM nº 63

Pierre MICHEL

Professeur de géographie tropicale
Université Louis Pasteur – Strasbourg
(U. E. R. de géographie, 43 rue Gœthe – 67000 Strasbourg)

LES BASSINS DES FLEUVES SÉNÉGAL ET GAMBIE
ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

Tome 1

ORSTOM
PARIS
1 9 7 3

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1er de l'article 40). »

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal. »

© O.R.S.T.O.M. 1973

Sommaire

Tome 1

Résumé 11
Abstract 21
Avant-propos 31

INTRODUCTION 37

A. *Les paysages* 39
B. *Déroulement des recherches et documentation* 46
C. *Principaux problèmes et plan de l'étude* 55

Première partie

LES FACTEURS DE LA MORPHOGENÈSE

I. LES DONNÉES GÉOLOGIQUES 61
A. *Les roches du socle antécambrien* 62
B. *Les formations du Paléozoïque* 65
C. *Les séries sédimentaires du Crétacé et du Tertiaire* 78
D. *Conclusion : les grands traits de la structure* 86

II. LE MILIEU MORPHOCLIMATIQUE 91
A. *Les conditions climatiques* 91
B. *Les eaux superficielles et souterraines* 126
C. *Le couvert végétal* 160
D. *Conclusion : les domaines morphoclimatiques* 186

Deuxième partie

LA DÉCOMPOSITION DES ROCHES ET SES PRODUITS

I. LES ASPECTS DE L'ALTÉRATION 193
A. *La fragmentation* 193
B. *L'attaque chimique* 200
C. *La résistance des roches* 222

II. LE PHÉNOMÈNE DE CUIRASSEMENT 229
A. *La formation des cuirasses* 230
B. *Les faciès des niveaux indurés* 242
C. *Conséquences géomorphologiques* 248

III. Les sols et leurs rapports avec le modelé 257
A. *Caractéristiques et répartition générale des sols* 258
B. *Relations entre la géomorphologie et la pédogenèse* 275
C. *L'importance des paléosols* 285

Troisième partie

LES VIEILLES SURFACES COUVERTES DE LATÉRITE

I. Les surfaces d'aplanissement du Secondaire et de l'Éocène 291
A. *Localisation des témoins et extension des niveaux* 292
B. *Étude des cuirasses latéritiques* 302
C. *Les premières étapes de la morphogenèse* 321
II. L'évolution jusqu'a la fin du tertiaire 337
A. *Mise en place du Continental terminal* 339
B. *Morphogenèse de la fin du Pliocène* 352

Tome 2

Quatrième partie

LE FAÇONNEMENT AU QUATERNAIRE ANCIEN ET MOYEN

I. Les glacis et terrasses anciennes 377
A. *Leur formation* 378
B. *Leur extension à l'échelle régionale* 402
II. L'évolution des basses vallées et des régions littorales 429
A. *Le Sénégal inférieur et ses bordures* 429
B. *Les plateaux de la basse Gambie* 460
C. *Conclusion: essai de chronologie régionale* 467

Cinquième partie

LES ÉPISODES MORPHOGÉNÉTIQUES DU QUATERNAIRE RÉCENT

I. Les héritages de la grande phase sèche 477
A. *Le dépôt des graviers sous berge.* 477
B. *Les massifs de dunes rouges.* 496
C. *Autres témoins* 509
D. *Leur importance en Afrique tropicale.* 529
II. Les retouches récentes et les dépôts des vallées 537
A. *Recreusement des vallées et pédogenèse* 537
B. *La transgression du Nouakchottien* 560
C. *L'alluvionnement et la sédimentation littorale* 580

Sixième partie

TRAITS GÉOMORPHOLOGIQUES DES DEUX BASSINS FLUVIAUX LEUR PLACE DANS L'ENSEMBLE AFRICAIN

I. Grands aspects régionaux 609
II. Principaux caractères de la dynamique actuelle 647
III. Essai de corrélations 667

Conclusion générale 681
A. *Formation du relief* 681
B. *Application des recherches* 687

Bibliographie 689

Annexes 725

Table des matières 743

Tome 3

Planches hors texte et Cartes

Résumé

Cet ouvrage, consacré à l'étude géomorphologique des bassins-versants des fleuves Sénégal et Gambie, englobe des régions variées qui s'étendent sur environ 420 000 km². L'*Introduction* permet d'abord de préciser la disposition du réseau hydrographique et les limites des deux bassins fluviaux (pl. I)[1]. Le Sénégal est formé par la jonction du Bafing et du Bakoy qui reçoit le Baoulé ; son principal affluent est la Falémé. La Gambie est un fleuve moins important. Nous décrivons ensuite les principaux aspects du relief. Dans les hauts bassins s'élèvent plusieurs massifs d'importance inégale : Fouta Djalon, Plateau Mandingue, massifs de l'Afollé et de l'Assaba, qui dominent des « bas-pays ». Par contre les basses vallées, très larges, s'allongent dans des régions tabulaires, sans relief notable. Puis nous indiquons les étapes de nos recherches et la documentation photographique et cartographique utilisée pour ce travail.

Première partie : LES FACTEURS DE LA MORPHOGENÈSE

Le chapitre I présente les **données géologiques.** Le *socle antécambrien* du bouclier ouest-africain apparaît en fenêtre sur le haut Bafing, dans les plaines de la Falémé et de la moyenne Gambie, au Nord de Kayes et à l'Ouest de l'Assaba. Il est constitué de formations métamorphiques comprenant un ensemble de schistes et des complexes volcano-sédimentaires basiques (pl. II). Des massifs de granites traversent les séries métamorphiques ; ce sont surtout des granites syncinématiques du Birrimien (Antécambrien moyen).

Les *séries de couverture du Paléozoïque* occupent la majeure partie des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Les couches gréseuses de l'Infracambrien constituent le massif de l'Afollé et le Plateau Mandingue (fig. 3)[2] ; elles se prolongent dans le Nord-Est du Fouta Djalon. La série du Cambrien inférieur, surtout schisto-dolomitique, apparaît dans les régions situées au Nord et à l'Est de Kayes ainsi que dans le massif de Mali (Fouta Djalon). Elle est recouverte par les grès du Cambrien supérieur-Ordovicien, affleurant sur le plateau du Labé et dans l'Assaba. Les couches se plissent à l'Ouest de ce massif (Falémien), puis deviennent métamorphiques. C'est la série de Bakel-Mbout constituée surtout de schistes et de quartzites. Elle se prolonge vers le Sud, au-delà de la moyenne Gambie. Deux phases de plissement ont été reconnues ; la dernière correspond à l'orogenèse hercynienne. Ailleurs les couches n'ont subi que des déformations à grand rayon de courbure. Les bassins du Sénégal et de la Gambie se situent sur les bordures de deux grandes cuvettes synclinales : celles de Taoudéni et de Basse-Guinée (fig. 6). D'importants sills de dolérites se sont mis en place à cette époque. Ils sont épais et très étendus dans les couches de pélites du massif de Bafoulabé et des régions de Mali et de Tougué au Fouta Djalon (pl. II).

Un *bassin du Secondaire-Tertiaire* s'étend à l'Ouest. La mer a envahi les régions côtières du Sénégal au Jurassique supérieur et s'est avancée progressivement vers l'intérieur au cours du Crétacé (fig. 5). Alors se sont déposés surtout des sédiments détritiques très épais, connus grâce à des sondages profonds. Seules les formations du Tertiaire affleurent le long des basses vallées du Sénégal et de la Gambie. Le Lutétien inférieur apparaît dans la région de Louga, dans la vallée du Sénégal entre Bakel et Bogué, et à la bordure orientale du bassin sédimentaire : les sédiments littoraux, à faciès gréseux, passent vers l'Ouest à des dépôts néritiques de calcaires et d'argiles feuilletées. Le golfe marin a alors atteint sa plus grande extension, couvrant le Sud-Ouest de la Mauritanie et la majeure partie du Sénégal. L'émersion est générale vers la fin de l'Éocène supérieur. Puis la mer a formé de petits golfes côtiers au Miocène. Ailleurs les dépôts gréseux du Continental terminal recouvrent directement les séries éocènes.

1. pl. = planche hors texte ; ces planches sont regroupées dans le tome 3.
2. Ces figures se trouvent dans le texte des différents chapitres ; la table des figures à la fin du tome 2 indique les pages.

Le chapitre II est consacré à l'analyse du **milieu morphoclimatique.** Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie se situent dans le domaine tropical, *sensu stricto,* de l'hémisphère boréal, caractérisé par l'alternance de *deux grandes saisons annuelles:* la saison des pluies d'été et la saison sèche d'hiver. Deux facteurs jouent un rôle primordial : la hauteur des précipitations annuelles, la longueur de la saison sèche. Les pluies diminuent du Sud vers le Nord : leur hauteur atteint 2 000 mm dans le Fouta Djalon central ; elle n'est plus que de 330 mm dans la basse vallée du Sénégal (fig. 10) et la saison sèche y dure neuf mois, d'octobre à juin. Les pluies tombent souvent sous forme d'averses dont l'intensité peut s'élever à 60-80 mm/h. Les variations interannuelles des pluies sont considérables dans les régions sahéliennes. Les températures restent élevées toute l'année (fig. 15). L'évaporation est très forte en saison sèche, dépassant 10 mm/jour en avril à Linguère. La sécheresse augmente considérablement dans les régions septentrionales (fig. 19) où soufflent surtout l'harmattan et les alizés continentaux. Quelques mesures de températures au sol et à faible profondeur (fig. 20 et 21) montrent l'importance des microclimats et leur rôle dans la morphogenèse.

Le *réseau hydrographique* est dense et très hiérarchisé dans les hauts bassins, beaucoup plus lâche près des basses vallées. Des régions endoréiques et même aréiques existent au Nord du 14e parallèle. La pente des profils en long du Sénégal et de la Gambie est excessivement faible sur leurs cours inférieurs, de l'ordre de 0,02 °/oo (fig. 24). Le régime de ces deux fleuves et de leurs affluents est surtout de type tropical pur (J. RODIER). Leur niveau monte en juillet. Sur le Sénégal, le maximum de la crue passe début septembre à Bakel, mais n'arrive que début novembre à Saint-Louis. Les eaux inondent alors la vallée alluviale, large de 25 km par endroits. L'importance de la crue varie beaucoup d'une année à l'autre (fig. 28). A partir de décembre-janvier, les eaux marines remontent peu à peu le cours inférieur du Sénégal (fig. 30) et la grande ria de la Gambie. La crue du Sénégal remplit, en outre, le lac Rkiz et le lac de Guier, situés de part et d'autre de la basse vallée. Les nappes phréatiques sont importantes dans les séries du bassin Secondaire-Tertiaire. Elles inondent les dépressions interdunaires de la région des niayes ; ailleurs elles sont plus profondes (fig. 35). Par contre, les nappes sont généralement discontinues et très superficielles dans les formations du socle et de sa couverture paléozoïque.

La *végétation* se répartit par grandes bandes zonales. La steppe sahélienne à épineux (fig. 36) s'étend dans les régions septentrionales du bassin du Sénégal. La savane soudanienne (fig. 38 a) couvre la majeure partie des deux bassins-versants. Dans le Fouta Djalon nous trouvons la forêt guinéenne, mais elle est très dégradée (fig. 39). Des peuplements azonaux apparaissent localement : sur les surfaces cuirassées (bowé) ne poussent que des herbes ; la forêt-galerie borde les cours d'eau. Les régions estuariennes et littorales portent une mangrove ou une maigre steppe à halophytes (fig. 40 B). Des végétations relictes subsistent par endroits, notamment dans les niayes. L'homme a modifié partiellement le couvert végétal, surtout par la mise en culture et par l'action des feux de brousse.

Deuxième partie : LA DÉCOMPOSITION DES ROCHES ET SES PRODUITS

Nous étudions d'abord les processus de l'**altération.** La *fragmentation mécanique* se produit surtout dans les régions septentrionales où le tapis végétal est moins dense. Elle dépend surtout de la nature des roches. Une érosion différentielle s'est développée ainsi dans les séries gréseuses du Paléozoïque aux faciès variés (fig. 43).

L'*attaque chimique* est beaucoup plus importante. Le degré de décomposition des roches et l'épaisseur des altérites dépendent à la fois de facteurs généraux (conditions climatiques, lithologie) et de facteurs locaux, telles la position topographique, l'existence d'une nappe phréatique, la durée de l'altération (fig. 45). Nous étudions un certain nombre d'exemples. La décomposition des roches est totale sur une grande profondeur dans le domaine guinéen : c'est l'altération latéritique. Dans le domaine soudanien, le fer est très mobile ; la profondeur de la décomposition dépend surtout de la présence d'une nappe phréatique. L'altération diminue fortement dans le domaine sahélien. La partie supérieure du profil y est souvent constituée de matériel allochtone, mis en place par ruissellement ou d'origine éolienne. Les pointements de roches saines se couvrent de patines ; elles se développent surtout sur les formations gréseuses et sur des roches éruptives basiques. Il faut distinguer la patine brune, qui se forme sur les interfluves, et la patine noire, riche en manganèse, qui apparaît sur les seuils des cours d'eau.

La *résistance des roches* dépend surtout de leur sensibilité à l'altération. Nous avons établi une échelle de dureté valable pour toute la zone tropicale. Les grès quartzites et les dolérites sont les roches les plus résistantes : elles sont à la fois rebelles à l'altération chimique et très peu fissurées. Les grès quartzeux bien cimentés sont des roches dures. Avec les grès quartzites et les dolérites ils forment les principaux reliefs dans les deux bassins fluviaux. Les métabasites du socle, très fissurés, et les grès du Tertiaire, peu consolidés, peuvent être considérés comme étant de dureté moyenne. Les grès mal cimentés et les schistes métamorphiques sont des roches tendres. Les granites, très sujets à l'altération chimique et à la fragmentation en boules, apparaissent comme des roches très tendres. Ils ont été évidés et affleurent maintenant dans les régions déprimées. Enfin les pélites et les argiles sont les roches les plus tendres.

Nous prêtons une attention particulière aux **cuirasses latéritiques et ferrugineuses** puisqu'elles s'étendent sur de vastes surfaces et jouent un grand rôle dans le modelé. Les cuirasses affleurantes sont toutes inactuelles et correspondent à une ou plusieurs phases anciennes de cuirassement.

Les *mécanismes de leur formation* sont d'abord analysés, surtout à la lumière des travaux récents des pédologues. Le modelé intervient : les surfaces planes des glacis, à pentes très faibles, ralentissent le lessivage oblique et provoquent ainsi le dépôt des hydroxydes de fer. Les coupes des plateaux latéritiques (hauts bowé) et des glacis cuirassés (bas bowé) présentent souvent des profils complexes (fig. 51 et 52). Puis nous étudions la nature du matériel induré dans divers niveaux cuirassés. L'induration sur les hauts bowé s'est effectuée dans les altérites de la roche en place. Par contre, les cuirasses des glacis renferment fréquemment des éléments détritiques grossiers sur une épaisseur de 10 à 15 m ; ce sont surtout des débris d'anciennes cuirasses, quelquefois des fragments de quartz. Des observations détaillées montrent que ces éléments sont plus ou moins allochtones.

Les niveaux indurés par les hydroxydes de fer ou d'alumine présentent des faciès variés. Ceux-ci dépendent, d'une part du matériel cimenté et de la nature de la roche mère, d'autre part de la profondeur à laquelle l'induration s'est produite. Ainsi on observe généralement dans un profil de glacis, de haut en bas : *a*) La cuirasse, *sensu stricto*, formation très dure, qui ne se casse qu'au marteau, de texture compacte ; l'induration très poussée ne laisse subsister que des vides de très petite taille – *b*) La carapace, moins dure, dont les morceaux peuvent se briser à la main ; l'induration, plus faible, laisse subsister des vides de grande taille, des alvéoles – *c*) En dessous, le matériel ne présente qu'une « légère induration ». La cimentation dans les zones de cuirassement actuel ne dépasse pas le stade de la carapace. La cuirasse peut être partiellement ou entièrement érodée sur les glacis anciens (fig. 52).

Les cuirasses latéritiques ou ferrugineuses jouent un grand *rôle dans le relief*. Elles sont souvent à l'origine des formes tabulaires, si fréquentes dans le modelé des pays soudanien et guinéen. Ces niveaux très durs forment les revêtements protecteurs de vieilles surfaces d'aplanissement ou de glacis étagés : ce sont donc des jalons précieux pour reconstituer la morphogenèse. Les surfaces planes cuirassées se terminent souvent par des corniches. Lorsque ces surfaces sont légèrement inclinées, elles engendrent des reliefs monoclinaux (pseudo-cuesta). La cuirasse se fragmente sur les plateaux et les glacis : des débris de grosseur variable jonchent les bowé qui prennent l'allure d'immenses champs rocailleux. Les corniches reculent : les eaux infiltrées par les fissures de la cuirasse, creusent des cavités et des grottes dans le matériel meuble sous-jacent ; de gros blocs se détachent, puis s'éboulent (fig. 55). Les anciens bas-fonds, fortement cuirassés, résistent bien à l'érosion ; ainsi se sont produites de nombreuses inversions de relief. Les glacis couverts d'une cuirasse sont souvent isolés des hauteurs par des gouttières. Les eaux ruissellent en surface, se concentrent peu à peu, puis incisent le niveau induré par le fer ou l'alumine. C'est pourquoi les rebords des plateaux cuirassés sont souvent échancrés par les entailles des ruisseaux.

Les **sols** sont en relation étroite avec le modelé. Ils dépendent à la fois de la topographie et des processus de façonnement du relief. C'est l'ensemble de l'évolution géomorphologique qui oriente la pédogenèse et permet de comprendre la répartition actuelle des sols.

Nous indiquons d'abord les *principaux types de sols*. Des sols subarides tropicaux se sont formés dans les régions septentrionales du bassin du Sénégal. Les pédologues distinguent parmi eux les sols bruns et les sols brun-rouge (fig. 57). Les sols ferrugineux tropicaux s'étendent largement dans le domaine soudanien (fig. 58). Quand ils sont lessivés, leur profil présente un horizon B à taches et concrétions ou induré. Les sols ferrallitiques apparaissent en Basse-Gambie, en Casamance et dans le Fouta Djalon. Mais les sols intrazonaux ont aussi une grande importance : ce sont principalement des vertisols, des sols hydromorphes dans les vallées, des sols salins dans les régions estuariennes et des sols minéraux bruts ou peu évolués, non climatiques.

Nous analysons ensuite, à l'aide d'exemples précis, *les relations entre la géomorphologie et la pédogenèse*. Les hautes levées de la vallée alluviale du Sénégal portent des sols peu évolués hydromorphes alors que dans les cuvettes argileuses se sont formés des vertisols (fig. 61). Le modelé de l'ancien erg du Cayor commande la répartition des sols. L'ancienneté du relief et la valeur des pentes, qui oriente le drainage, ont influencé la formation des sols en Casamance. Le rôle du modelé sur la pédogenèse ressort encore mieux dans les régions plus accidentées des hauts bassins. C'est pourquoi on y trouve une gamme très variée de sols sur des distances très faibles. Des sols minéraux bruts et des sols jeunes se juxtaposent aux sols plus évolués dans le Guidimaka. Les levés pédologiques au Sénégal oriental ont permis de définir plusieurs associations de sols (fig. 58) qui se répartissent surtout selon les formes et la jeunesse du modelé. Les lithosols et sols squelettiques prennent une grande extension au Fouta Djalon où les hauts plateaux latéritiques constituent les principaux reliefs.

Ces études montrent que les *paléosols* occupent une place importante. Des sols brun-rouge se sont formés sur les dunes fixées de Mauritanie. Des sols ferrugineux tropicaux lessivés existent en zone sahélienne. On y trouve aussi des cuirasses ferrugineuses et même quelques restes d'anciens sols ferrallitiques tronqués. Ces témoins aident à reconstituer l'évolution géomorphologique des deux bassins-versants.

Troisième partie : LES VIEILLES SURFACES COUVERTES DE LATÉRITE

Elles sont encore étendues sur les reliefs des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Nous avons pu distinguer **trois surfaces d'aplanissement** qui s'étagent (fig. 63). Il ne subsiste plus que quelques lambeaux de la première surface, perchés sur les hauts reliefs du Fouta Djalon central. La plupart se situent entre 1 150 et 1 200 m, mais certains ont été portés à des altitudes plus hautes par des soulèvements régionaux plus accentués. C'est la surface du Labé. La deuxième surface couvre encore de vastes superficies dans le Fouta Djalon oriental, particulièrement dans les régions de Dongol Sigon et de Tougué (fig. 64). Ces hauts bowé se trouvent à une altitude comprise généralement entre 850 et 950 m. Nous avons appelé cette pénéplaine surface de Dongol Sigon. Quelques témoins subsistent encore sur le rebord méridional du Plateau Mandingue. La troisième surface a été bien conservée dans les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon et sur les hauteurs du Plateau Mandingue méridional. Quelques petits fragments coiffent les reliefs méridionaux du massif de Bafoulabé ou certaines buttes des Monts Bassari. C'est la surface du Fantofa. Les bowé de cette troisième génération s'étendent entre 550 et 650 m ; leur altitude s'abaisse en se rapprochant du golfe sédimentaire sénégalais (fig. 65).

Les *cuirasses latéritiques* de ces surfaces d'aplanissement ont souvent une épaisseur d'une dizaine de mètres. L'alumine a pu se concentrer progressivement au cours des âges par « accumulation relative » sur les plateaux bien découpés ; les taches et les bandes de bauxite se localisent avant tout dans les parties étroites des plateaux, en forme de lanières. Certains de ces hauts bowé ont fait l'objet d'une prospection systématique. Nous avons pu profiter de ces travaux pour étudier les profils des cuirasses. Plusieurs plateaux de la deuxième surface ont été prospectés dans la région de Tougué par la Compagnie Péchiney. Les coupes ont montré que le profil de la cuirasse se divise souvent en deux parties, dont la minéralisation bauxitique n'a pas les mêmes caractères : les premiers mètres constituent une zone hétérogène, assez ferrugineuse ; en profondeur apparaît une zone homogène, beaucoup plus riche en alumine, cristallisée sous forme de gibbsite. Les formations latéritiques de la troisième surface sont généralement moins alumineuses. La prospection du vaste bowal Kimbéli dans le Plateau Mandingue méridional a fourni une série de coupes que nous avons analysées (fig. 68 et 69).

Quels *âges* peut-on assigner à ces trois surfaces d'aplanissement et à leur recouvrement latéritique ? La première surface a nivelé tous les reliefs hercyniens. Elle a pu s'achever au *Jurassique moyen* et se couvrir ensuite d'un manteau de latérite, puisque les sédiments marins du Jurassique supérieur sont de nature biochimique. Puis cette surface a été soulevée et partiellement disloquée. De vieilles fractures ont probablement rejoué. Les rivières suivent souvent ces lignes de failles orthogonales : ainsi s'explique notamment le tracé coudé de la haute Gambie. La deuxième surface se développait progressivement au cours du Crétacé inférieur, se terminant peut-être pendant l'*Albien* (fig. 72) par une altération latéritique profonde. Les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie sont à nouveau soulevés par un mouvement épeirogénique, d'abord au Cénomanien, puis au Maestrichtien. La sédimentation dans le golfe marin sénégalo-mauritanien présentait alors un caractère nettement détritique ; les dépôts contiennent des niveaux de galets. Ils indiquent qu'une érosion intense régnait sur le continent en milieu relativement sec. La sédimentation devient biochimique au *début de l'Éocène*. Cette modification marque l'achèvement de la troisième surface (fig. 74). L'altération latéritique sur le continent fournit surtout des éléments en solution : ainsi se déposent des argiles de néoformation (à montmorillonite et à attapulgite), des calcaires et des dolomies ; des silicifications se produisent (P. Elouard). Cette troisième surface recoupe à la fois le socle birrimien et la couverture paléozoïque ; elle s'identifie à la surface africaine de L. King.

Les mouvements tectoniques et les modifications du climat ont aussi orienté **l'évolution jusqu'à la fin du Tertiaire.** Un nouveau soulèvement épeirogénique se produit à l'Éocène supérieur. Il engendre une forte érosion sous un climat de type subaride. La troisième surface est partiellement démantelée. Il s'agit surtout d'une *érosion différentielle :* les roches tendres du socle (granites et schistes) et certaines formations du Paléozoïque (pélites, grès tendres) sont excavées et déblayées, alors que les roches résistantes (grès quartzites, dolérites, métabasites) restent en relief. C'est alors que se forment les grandes cuestas, notamment celle de la « falaise » de Tambaoura qui domine la dépression de la Falémé (fig. 76).

Le matériel détritique se dépose dans les parties basses du bassin sénégalo-mauritanien où il recouvre les séries marines éocènes. Ce sont les formations du *Continental terminal.* Il présente essentiellement un faciès sidérolitique. On trouve à sa base des produits remaniés de l'altération latéritique, puis sa nature détritique s'accentue et les niveaux gréseux prédominent. Le faciès type est un grès argileux bariolé, blanc-rose ou rouge. Ces dépôts renferment parfois des lits de graviers ; des lentilles et des niveaux d'argile kaolinique y sont intercalés (fig. 77). L'étude granulométrique et morphoscopique du matériel sableux indique une mise en place par épandages successifs sur de vastes glacis. Plusieurs phases semblent pouvoir être discernées. Une surface d'érosion partielle s'est peut-être établie vers la fin de l'Oligocène. Des mouvements tectoniques se sont produits ensuite, probablement au Miocène. La sédimentation détritique reprend alors. L'émersion est totale au Pliocène. Les grès du

Continental terminal recouvrent les dépôts du Miocène marin en Basse-Casamance. Le fleuve Sénégal ne rejoignait pas la mer dans la région de Saint-Louis à cause du bombement anticlinal du lac de Guier, mais coulait probablement vers le Nord-Ouest après Bogué, en direction de Nouakchott.

Une *nouvelle surface d'érosion* s'élabore au cours du *Pliocène*. Elle se développe surtout dans les formations tendres et grignote à peine les ensembles de roches résistantes des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Cette surface correspond le plus souvent au sommet des dépôts du Continental terminal dans le bassin du Secondaire-Tertiaire : c'est donc surtout une surface de remblaiement (fig. 81). Elle tranche les séries plus anciennes vers l'Est et vers le Sud. Ainsi la surface recoupe successivement les schistes et quartzites de la série de Mbout, des granites, puis les grès et pélites du Falémien dans le bassin du Gorgol (fig. 82). Elle pénètre en doigt de gant dans le Plateau Mandingue le long des principales rivières. Dans les régions méridionales de cet ensemble montagneux, les bowé de la surface éocène se terminent souvent par des versants convexes en pente douce et sont précédés de croupes au sommet arrondi : c'est le *relief intermédiaire*. Ses formes molles indiquent un façonnement en milieu humide, probablement au Pliocène supérieur. Les versants et les croupes sont figés par une cuirasse latéritique. Elle contient de l'alumine, mais les niveaux de bauxite y sont beaucoup plus rares que dans les formations latéritiques des anciennes pénéplaines ; les conditions de drainage sont souvent défavorables. Une cuirasse couvre aussi la surface d'érosion dans les régions plus septentrionales. Elle est essentiellement ferrugineuse ; son épaisseur ne dépasse guère deux mètres. La cuirasse s'est surtout formée sur les grès du Continental terminal ; c'est pourquoi elle renferme souvent de nombreux grains de quartz. Ce niveau ferrugineux subsiste sur des buttes jalonnant la bordure de la vallée du Sénégal ; ailleurs il est généralement érodé.

Quatrième partie : LE FAÇONNEMENT AU QUATERNAIRE ANCIEN ET MOYEN

Le réseau hydrographique a entaillé la surface du Pliocène supérieur. De vastes glacis se sont développés par érosion aréale. Ils s'étagent souvent en plusieurs niveaux. Les plus anciens sont couverts d'une cuirasse ferrugineuse plus ou moins épaisse. A proximité du lit majeur des cours d'eau, les glacis se raccordent par endroits à d'anciennes alluvions de galets et graviers, cimentées en poudingue par les oxydes de fer et dégagées en terrasse par les entailles linéaires successives. Cet étagement des **glacis et terrasses graveleuses** suggère que les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie ont connu au cours du Quaternaire ancien et moyen un léger soulèvement épeirogénique.

Nous avons distingué *trois glacis*, appelés haut, moyen et bas glacis ; *les deux premiers sont cuirassés*. L'étude des coupes d'une série de puits de recherche creusés dans ces glacis cuirassés au Sénégal oriental, notamment aux environs de Ouassa et de Tinkoto (fig. 85 et 87), montre que les formations recouvrant la roche saine sont à la fois épaisses et complexes (fig. 86 et 88). La cuirasse présente souvent une texture gravillonnaire ou conglomératique. Elle peut être très démantelée sur le haut glacis. En profondeur, le matériel n'est plus que légèrement induré par les oxydes de fer. Il contient fréquemment des débris d'anciennes cuirasses et des gravillons ferrugineux. Ce dépôt hétérométrique correspond à des épandages. Certains puits creusés dans le haut glacis n'ont atteint les altérites de la roche en place qu'à une profondeur de 15 m ; les argiles sont toujours formées de kaolinite. Dans le bas glacis, par contre, la roche saine apparaît à faible profondeur. Ces différents glacis s'ordonnent toujours en fonction du réseau hydrographique puisque leur façonnement est lié aux entailles successives des cours d'eau. Ils s'inclinent vers le talweg par une pente très douce, comprise entre 5° et $\frac{1}{2}$°. Les anciennes nappes alluviales des haute, moyenne et basse terrasses sont constituées essentiellement de galets de grès et de quartz. Leurs indices d'émoussé montrent que l'usure du matériel est faible (fig. 90). Il a été charrié par des cours d'eau à régime d'oued.

Ces analyses permettent ensuite de reconstituer les *principales phases de la morphogenèse*. Elles ont été déterminées par d'importantes fluctuations climatiques. Lors de périodes subarides, à pluies rares mais fortes, les cours d'eau ont creusé leur lit et l'érosion aréale a façonné de vastes glacis. Puis les oueds déposaient des nappes de galets et les glacis se couvraient de matériel d'épandage (fig. 89). Pendant les périodes humides, les roches des glacis ont été altérées et les oxydes de fer se sont concentrés dans la partie supérieure du profil, surtout par lessivage oblique ; ils ont cimenté les galets en poudingue. Le domaine sud-soudanien s'étendait alors sur tout le bassin du Sénégal.

L'*extension des glacis* est très variable d'une région à l'autre. Le *haut glacis* s'étale largement dans les contreforts du Fouta Djalon (pl. IV) et s'insinue jusqu'au cœur du massif le long des grands axes du réseau hydrographique (pl. III). Il connaît de même un grand développement dans le Plateau Mandingue méridional (pl. V). Ce niveau cuirassé se situe généralement entre les cotes 350 et 500 m dans ces régions montagneuses. Par contre, dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie, le haut glacis a été très disséqué par l'érosion ultérieure. Il se réduit maintenant à des lambeaux festonnés de diverses dimensions (fig. 91 et 92). Son altitude varie entre 130 et 250 m. Le haut glacis s'étale encore largement sur les grès du Continental terminal au Sud-Ouest de Bakel (fig. 93). Mais il ne subsiste plus que de rares témoins de la haute terrasse.

Le *moyen glacis* s'étend de part et d'autre de la vallée du Bafing dans le Plateau Mandingue méridional (pl. IX). Il occupe encore de vastes superficies dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie. Ce niveau se développe en contrebas de reliefs résiduels comme les Monts Bassari (fig. 66). Quelques fragments subsistent en pleine zone sahélienne, dans les régions de Matam et de Kaédi. Les restes de poudingue de la *moyenne terrasse* sont encore nombreux. Ils jalonnent surtout les cours de la moyenne Gambie, de la Falémé et de leurs principaux affluents. On en trouve aussi le long de la bordure ouest de la vallée du Sénégal entre Bakel et Kaédi (fig. 94) ainsi que près de la basse vallée du Gorgol (fig. 98). Le *bas glacis*, façonné aux dépens des glacis antérieurs, s'est développé surtout dans les formations de roches tendres et dans les secteurs à forte érosion ; sa surface n'est pas cuirassée. Il est très étendu dans les vastes dépressions intérieures du Plateau Mandingue septentrional, sur la basse Falémé et dans les bassins de la Kolinbiné, du Karakoro et du Gorgol. Des lambeaux de la *basse terrasse* s'égrènent le long de la plupart des rivières. Leur matériel provient surtout du remaniement de la moyenne terrasse.

Le modelé de glacis et terrasses étagés disparaît progressivement le long des **cours inférieurs du Sénégal et de la Gambie.** La vallée du Sénégal contourne le Ferlo septentrional. C'est un vaste plateau, très monotone, en pente douce vers le fleuve ; son altitude s'abaisse de 40 m à 10 m. Côté mauritanien, les cordons de dunes fixées limitent le lit majeur du fleuve depuis Bogué jusqu'à l'océan (pl. I). Divers dépôts emboîtés ou superposés témoignent aussi des fluctuations climatiques. Mais l'évolution géomorphologique des basses vallées a été influencée en outre par les mouvements eustatiques et des déformations tectoniques.

Une nappe d'épandages de débris de cuirasse et de quartz apparaît à la bordure nord-ouest du grand couloir de l'*Aftout ech Chergui*, au Nord-Est du lac Rkiz (fig. 93). Des calcaires lacustres s'étendent en contrebas (fig. 101 a) ; ils portent par places des gravillons ferrugineux. Le bas plateau du *Ferlo septentrional* est couvert d'une cuirasse secondaire, à texture conglomératique ou gravillonnaire ; c'est un glacis polygénique. On observe par endroits des taches de calcaires lacustres friables, riches en grains de quartz ; ces dépôts, en forme de calotte, reposent sur la cuirasse dans la carrière de Dahra et sont couverts de sable (fig. 101 b). Les formations du *Delta du Sénégal* ne sont connues que par quelques sondages. Celui de Mouit, à l'embouchure du Sénégal (fig. 102) a traversé plusieurs niveaux de beach-rock entre — 12 et — 26 m. Deux niveaux ont été datés de 31 000 à 34 500 ans B.P. par le radiocarbone : ils correspondent à la transgression de l'Inchirien. Le sondage de Toundou Besset, au Nord-Est de Saint-Louis, a recoupé une série de sables glauconieux et argileux entre 12 et 48 m ; elle aurait été déposée par la transgression du Tafaritien, définie récemment en Mauritanie occidentale. Les failles du flanc ouest de l'anticlinal du lac de Guier ont légèrement rejoué et des épandages se sont produits dans la partie affaissée (fig. 104).

Le Sénégal coulait toujours vers le Nord-Ouest en aval de Bogué. Il déposait de grandes quantités de sable sur son cours inférieur pendant les périodes sèches. Le matériel a pu être remanié en dunes au cours de phases arides. De grands lacs se sont formés pendant une longue période humide. Puis des gauchissements tectoniques dans la région du Delta ont dévié le fleuve qui s'est alors dirigé vers l'Ouest en aval de Bogué. Un erg s'est formé dans le Ferlo septentrional. Les dunes se sont aplaties et couvertes de sols ferrugineux au cours d'une nouvelle phase humide qui coïncide avec la transgression de l'Inchirien.

La *basse Gambie* entaille un plateau à allure tabulaire, qui s'abaisse légèrement vers l'Ouest, de 60 m à 30 m. Ce plateau de grès du Continental terminal domine à certains endroits directement le lit mineur du fleuve (fig. 106). Il est recouvert d'une cuirasse conglomératique. Un second niveau de cuirasse forme un replat dans le versant ou coiffe des buttes moins hautes (fig. 101 d). Des cuirasses ferrugineuses apparaissent aussi dans les falaises au Sud-Ouest de l'estuaire ; elles se situent toujours au-dessus du niveau actuel de la mer. Le fleuve a entaillé le plateau pendant les périodes sèches. Les cuirasses se sont formées au cours des périodes humides par accumulation des oxydes de fer au niveau de la nappe phréatique. Leur position le long de la côte prouve que les transgressions marines coïncident avec certaines phases des périodes humides. La région littorale de la Gambie est restée stable dans l'ensemble, par contre la Basse-Casamance s'est affaissée. Dans un dernier paragraphe, nous essayons d'établir une *chronologie* du Quaternaire ancien et moyen des bassins du Sénégal et de la Gambie (fig. 107).

Cinquième partie : LES ÉPISODES MORPHOGÉNÉTIQUES DU QUATERNAIRE RÉCENT

Les dernières phases de l'évolution sont marquées par les importantes modifications bioclimatiques au cours de la seconde moitié du Pléistocène supérieur et de l'Holocène. Le climat est devenu d'abord aride, puis nettement plus humide que de nos jours (fig. 108). Les variations du niveau marin ont été très importantes. Elles ont pu se répercuter jusque dans les hauts bassins des fleuves, puisque les pentes des profils en long de leurs cours inférieurs sont excessivement faibles.

Le climat a évolué vers la sécheresse lors de la régression marine du Würm récent. L'érosion

mécanique prédominait alors. Le Sénégal et la Gambie ont creusé profondément leur lit dans le substrat rocheux, grès du Continental terminal ou calcaire, argile et grès de l'Éocène. L'*entaille* du Sénégal a atteint la cote — 28 m à Richard-Toll (fig. 109), celle de la Gambie la cote — 38 m à son embouchure actuelle. Le réseau hydrographique du Ferlo était alors fonctionnel. Le collecteur a creusé la vallée du Bounoum et le sillon du lac de Guier pour rejoindre le Sénégal (pl. I). Ce creusement linéaire s'est aussi manifesté dans les hauts bassins des deux fleuves, remontant jusqu'au Fouta Djalon. Un chevelu hydrographique dense et hiérarchisé entailla le bas glacis. Les rivières ont repris des galets de terrasses anciennes et arraché des fragments de roche aux seuils. Ce matériel grossier s'est déposé peu à peu, formant une nouvelle nappe alluviale qui affleure maintenant aux basses eaux sous des dépôts fins : ce sont les *graviers sous berge* (fig. 110). Ils ont été plus ou moins cimentés par les oxydes de fer. Ces graviers sous berge apparaissent le long de la Gambie et de ses principaux affluents ; ils jalonnent le cours de la Falémé, mais sont rares sur le Bafing et le Bakoy ; on les trouve sur les affluents de droite du Sénégal. Le dépôt graveleux disparaît dans le lit de la Gambie à la hauteur de Tambacounda et sur le cours du Sénégal en aval du confluent de la Falémé. Il plonge progressivement sous le niveau actuel de la mer (fig. 94). Les sondages de Bogué ont recoupé ces alluvions de graviers et sables sur une épaisseur de 10 à 15 m ; leur base se situe vers — 20 m à cet endroit (fig. 115).

Le climat est devenu aride, probablement entre 21 000 et 15 000 ans B.P. (fig. 108). De *vastes ergs* ont recouvert le Trarza et la majeure partie du Brakna ; ils se sont étendus au Sud du Delta sur le Cayor, s'avançant jusqu'au Saloum. De grands massifs dunaires se sont aussi étalés à l'Est du plateau de l'Assaba dans la vaste boutonnière du Hodh (fig. 117). Ces anciens ergs sont constitués principalement de dunes longitudinales orientées surtout NE-SW (fig. 118). Leur modelé s'émousse de plus en plus dans les parties méridionales. Toutes ces dunes sont maintenant fixées par une steppe arbustive ou une savane arborée. Le sable de ces grands cordons dunaires est généralement coloré en rouge ou en brun-rouge par rubéfaction ; c'est pourquoi on les désigne du nom de « *dunes rouges* ». P. Elouard a choisi le terme *Ogolien* pour désigner cette phase aride. L'étude du matériel sableux montre que les dunes rouges se sont formées surtout par remaniement à faible distance de dépôts mis en place précédemment sous forme d'épandages ou d'alluvions. Le fond de certains interdunes, fossilisés par des dépôts plus récents, se situe sous le niveau actuel de la mer. Les dunes ogoliennes s'avançaient sur la plate-forme continentale partiellement émergée (fig. 117). Les grands cordons barrèrent progressivement la basse vallée du Sénégal, ainsi que celle du Bounoum et du Gorgol inférieur. Le principal barrage s'est édifié à la hauteur de Kaédi. Des petites dunes ont envahi le lit majeur du Sénégal entre Bakel et Matam au maximum de l'aridité. Alors les domaines morphoclimatiques actuels étaient décalés de 4° à 5° vers les basses latitudes.

Le bassin du Sénégal était donc soumis à l'endoréisme pendant l'Ogolien. Le fleuve et ses affluents ne transportaient plus que du matériel fin et abandonnaient leur charge solide en vrac. Un remblaiement général des vallées s'est ainsi produit ; l'épaisseur de ce dépôt dépasse 10 m dans certaines régions. Il semble que la Gambie atteignit toujours la mer puisqu'elle n'a pas été barrée par les ergs de dunes rouges (fig. 117). Mais le fleuve était certainement affaibli par la sécheresse. Tout comme le Sénégal, il ne charriait plus que des éléments fins et les déposait surtout dans son cours moyen. Ainsi s'est formé le *premier remblai*. Il recouvre les graviers sous berge ou repose directement sur la roche saine ; le contact est toujours très franc (fig. 110). La terrasse du premier remblai borde le lit majeur des principales rivières et de leurs affluents ; on la trouve même le long des petits cours d'eau (pl. IX). Ses dépôts sablo-argileux sont très épais et très étendus sur le Sénégal dans la région de Kayes (fig. 124), le long de la basse Falémé et dans le bassin de la Kolinbiné (pl. VII). La fraction argileuse comprend souvent un pourcentage élevé d'illite. La désagrégation mécanique des roches devait être importante puisque le tapis végétal était alors très discontinu. Les *éboulis* des grands versants du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue se seraient mis en place surtout à cette époque. Les eaux, ruisselant sur les pentes, entraînaient les éléments fins et les sédimentaient dans les bassins intérieurs qui se remblayaient (fig. 127). Le vent emportait les particules de la taille des limons et les déposait sur certains plateaux et glacis cuirassés.

Lorsque la pluviosité augmenta à nouveau, le Sénégal recreusa progressivement son lit à travers les cordons de dunes ogoliennes pour rejoindre l'océan. La Gambie cessait d'alluvionner sur son cours moyen. Les deux fleuves et leurs affluents entaillèrent le premier remblai en terrasse puisque le niveau marin était encore très bas. Le Gorgol et la rivière du Ferlo se jetaient à nouveau dans le Sénégal. Puis le climat est devenu nettement plus humide que de nos jours (fig. 108). Ce *pluvial* s'est manifesté dans tout le Sahara méridional et central. Les travaux de différents chercheurs montrent que des lacs se sont formés dans l'Adrar mauritanien et que le lac Tchad connut alors une grande extension ; les datations au C 14 de ces dépôts lacustres ont donné des âges compris entre 12 000 et 7 300 ans B.P. Le Sénégal alluvionnait alors dans sa basse vallée : des dépôts argileux à pollens de fougères, épais de 2 à 5 m, recouvrent les sables dunaires ou les anciennes alluvions graveleuses dans les sondages de Bogué (fig. 115). L'altération biochimique prédominait partout dans les bassins-versants des deux fleuves. La *pédogenèse* a formé des sols brun-rouge sur les dunes ogoliennes ; ces sols sont moins évolués que ceux formés précédemment sur l'erg plus ancien du Ferlo septentrional. Un certain lessivage du fer a engendré le concrétionnement local des sables argileux du premier remblai.

Un *épisode un peu plus sec* se placerait vers 7 000 ans B.P. C'est alors que se seraient produits les remaniements locaux de dunes rouges que l'on observe aussi bien dans le Trarza méridional qu'à la bordure sud du Delta où de petites dunes serrées, de direction NNE-SSW, coupent obliquement les cordons ogoliens orientés NE-SW (fig. 132). L'érosion mécanique se développait dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Les cours d'eau sapaient leurs berges. Ils charriaient une grande quantité de sable, déposé dès que leur compétence diminuait. Ainsi se forma la terrasse du *deuxième remblai*, emboîtée dans celle du premier remblai (fig. 110). Elle se distingue de celle-ci par un meilleur tri de son matériel.

Cependant le niveau marin montait progressivement et la mer pénétrait dans les entailles des cours inférieurs du Sénégal et de la Gambie. Au maximum de la *transgression* elle a atteint Bogué sur le Sénégal, qui se trouve à environ 250 km de la côte (fig. 130), et Georgetown sur la Gambie, à plus de 200 km de l'embouchure. Ainsi les basses vallées des deux fleuves se sont transformées en d'*énormes rias*. Les houles du Nord–Nord-Ouest ont érodé les dunes ogoliennes dans la région du Delta et dans l'Aftout es Saheli, à la bordure occidentale du Trarza (fig. 135 a). Le matériel sableux a été étalé en de vastes plages sableuses qui contiennent une faune variée, souvent riche en *Arca senilis*. Deux lots de coquilles prélevés dans cette terrasse, près de Saint-Louis et dans l'Aftout, ont été datés de 5 470 ans B.P. par le radiocarbone. Cet âge est comparable à ceux obtenus sur des dépôts marins identiques dans la région de Nouakchott. Ces anciennes plages marquent l'extension de la mer au maximum de la dernière transgression, appelé *Nouakchottien* sur les côtes sénégalo-mauritaniennes. Le sommet des niveaux coquilliers ne dépasse pas la cote + 1 m. Les eaux de la ria du Sénégal inférieur ont remanié le sable des dunes rouges résiduelles : il a été étalé au fond du golfe ou accumulé en terrasse azoïque sur les bordures. On trouve souvent à sa base un niveau de vase noire qui contient de nombreux pollens de *Rhizophora*, notamment à Bogué. L'abondance de la mangrove sous cette latitude indique que le climat était alors relativement humide.

L'importante dérive littorale N-S, engendrée par la forte houle du Nord–Nord-Ouest, amena ensuite une grande quantité de sable et forma une succession de *cordons littoraux* qui s'allongent dans la partie sud-ouest du Delta du Sénégal (fig. 136). Leur âge s'échelonne de 4 000 à 1 880 ans B.P., de la terrasse nouakchottienne vers la côte actuelle, d'après la datation au C 14 de plusieurs lots de coquilles. Le sable a été amoncelé par le vent en petites dunes jaunes. Les cordons littoraux ont transformé le golfe de la basse vallée en une vaste lagune ne communiquant que par quelques passes avec l'océan. Le Sénégal construisait à cette époque de puissants bourrelets de berge dont les parties hautes ne sont plus submersibles. Ce système de *levées post-nouakchottiennes* s'est étendu et ramifié dans le lit majeur. Le fleuve formait à partir de Bogué un *delta très allongé* qui colmatait progressivement l'ancienne ria (fig. 135 b) ; le delta s'élargissait en aval de Richard-Toll. Ces dépôts se composent de sable fin et limon jaunes, bien compactés et très homogènes d'un bout à l'autre de la vallée ; les formations deltaïques ont encore incorporé du sel (J. TRICART). Les levées de la Gambie sont beaucoup plus minces et disparaissent rapidement vers l'aval. Ce fleuve n'a donc pas formé de delta mais se termine par un large estuaire qui correspond à l'ancienne ria flanquée de vasières. Elle a été partiellement fermée par une flèche littorale qui porte Bathurst (fig. 106).

Au cours de cette période de sédimentation fluviale et lagunaire le climat devenait moins humide. Au début de notre ère il était probablement un peu plus sec que de nos jours (fig. 108). Des dunes paraboliques se sont avancées vers l'intérieur, recouvrant des cordons littoraux (fig. 136). Elles ont obturé les anciennes embouchures du Sénégal qui s'est dirigé progressivement vers le Sud–Sud-Ouest pour se jeter dans la mer par un estuaire au Sud de Saint-Louis (fig. 135 c). Le fleuve sapait alors les hautes levées et traçait de grands méandres, édifiant les levées subactuelles plus petites, sur les rives convexes (fig. 61). Les dunes paraboliques ont été partiellement fixées par la végétation lors d'une dernière petite pulsation du climat vers l'humide qui pourrait se situer au Moyen Âge.

Sixième partie : TRAITS GÉOMORPHOLOGIQUES DES DEUX BASSINS FLUVIAUX

Les différents types de relief et les dépôts, décrits et analysés au cours de l'étude paléogéographique, permettent de délimiter de **grandes provinces géomorphologiques**, à l'échelle de l'Afrique. Le *Fouta Djalon* est l'ensemble montagneux le plus élevé. Il conserve les traces les plus anciennes de la morphogenèse. Les massifs centraux s'élèvent à 1 200-1 300 m. Ils portent des lambeaux de la première surface d'aplanissement (fig. 143). Le plateau du Labé présente un aspect tabulaire. Le massif de Mali, au Nord, est traversé de vallons creusés dans les pélites du Cambrien. Au Sud, les hauteurs de Dalaba ont été morcelées par les entailles du réseau de la Téné. A l'Est de ces massifs centraux s'étendent les grands plateaux latéritiques des régions de Dongol Sigon et de Tougué (fig. 145). Cette succession de hauts bowé correspond à de vastes fragments de la deuxième surface, découpée par le chevelu hydrographique (pl. III). Les contreforts septentrionaux enserrent, à l'Ouest, une série de bassins étagés et cuirassés, séparés par des reliefs (fig. 146) ; les plateaux du Fantofa s'étendent vers l'Est.

Le *Plateau Mandingue* présente deux aspects différents. Dans la partie méridionale, de nombreux plateaux latéritiques s'élèvent aux altitudes de 550 à 650 m : ce sont des lambeaux de la troisième surface. Ils se terminent souvent par des versants en pente douce du relief intermédiaire ; à leur base se développent les haut et moyen glacis cuirassés (fig. 148). Au Nord s'étendent des surfaces planes, sableuses ou rocheuses, dominées par des inselbergs et des plateaux gréseux à corniches (fig. 149). Le massif de Bafoulabé se dresse au-dessus de la vallée inférieure du Bakoy. Il porte quelques petits fragments de la troisième surface (fig. 150 A). Les grandes rivières Bafing, Bakoy et Baoulé, tantôt coulent dans de larges plaines, tantôt s'encaissent dans les plateaux de grès et suivent des diaclases.

Les *pays de la Falémé et de la moyenne Gambie* ont été façonnés surtout au Quaternaire. Le moyen glacis occupe de vastes superficies ; des lambeaux du haut glacis y subsistent aussi. Ce modelé de glacis caractérise surtout les régions schisteuses et gréseuses ; en pays granitiques la topographie est souvent plus molle et une série de croupes surbaissées remplace les glacis. Quelques reliefs résiduels dominent ces terrains plats ou légèrement ondulés. Leurs chapeaux latéritiques sont des restes de la troisième surface. Les principales hauteurs sont les Monts Bassari et les reliefs de la « boucle » de la Gambie, au Nord-Ouest de Kédougou (fig. 153). Des témoins des moyenne et basse terrasses jalonnent les grandes rivières ; les graviers sous berge apparaissent dans le lit mineur sous le premier remblai (fig. 96 et 155).

Le bassin du Sénégal présente un ensemble de *plaines et plateaux au Nord-Est.* Le modelé s'aplatit dans la région de Kayes. La terrasse du premier remblai sablo-argileux s'y développe. Les vallées de la Kolinbiné et du Karakoro s'allongent entre le massif de Bafoulabé et les plateaux de l'Afollé et de l'Assaba (pl. I). Les dépôts du premier remblai y sont très étendus, notamment dans la région de Yélimané. Cette terrasse passe aux dunes ogoliennes entaillées par le Karakoro (fig. 158). L'Assaba se caractérise par l'étagement de plateaux gréseux, se terminant par des corniches subverticales au-dessus de versants couverts d'éboulis ; certains plateaux portent des témoins du recouvrement latéritique de la troisième surface (fig. 159). Une région basse s'étend à l'Ouest et au Sud-Ouest de l'Assaba. Le bas glacis se développe largement au pied de petits reliefs. Il recoupe des schistes ; des débris de quartz filoniens ou des gravillons ferrugineux le parsèment. Les crêtes appalachiennes des Monts Oua Oua s'étirent dans le haut bassin du Gorgol (fig. 160). Le chevelu hydrographique est dense et bien hiérarchisé.

Les *basses vallées du Sénégal et de la Gambie* sont creusées dans le bas plateau de grès du Continental terminal recouvrant les séries marines de l'Éocène (pl. II). Le lit majeur du Sénégal présente des microreliefs souvent enchevêtrés. Les hautes levées post-nouakchottiennes accompagnent le cours actuel du fleuve et les anciens bras ou défluents (fig. 161). Elles sont flanquées d'innombrables deltas de rupture de levées (fig. 162). Des faisceaux de levées subactuelles s'alignent dans les boucles des méandres. Les systèmes de levées compartimentent le lit majeur en une multitude de cuvettes plus ou moins vastes. Quelques restes de dunes rouges et du premier remblai s'élèvent au-dessus de ces terrains inondés par la crue. Les levées s'aplatissent dans la région du Delta. Les sols deviennent de plus en plus salés et de petites vasières s'étendent à l'arrière des dunes littorales dans la région de Saint-Louis. La Gambie a aussi façonné une vallée alluviale, mais elle est moins large que celle du Sénégal. Les levées post-nouakchottiennes ne bordent que le lit actuel du fleuve et elles disparaissent à 180 km de l'embouchure. Des vasières s'étendent au pied du plateau gréseux (fig. 163). Le lit mineur s'élargit progressivement et se termine par une grande ria, large de 13 km près de Bathurst (fig. 106).

La **dynamique actuelle** dépend d'abord du milieu bioclimatique, ensuite du régime hydrologique des grandes rivières. Les *domaines guinéen et soudano-guinéen* (fig. 41) se caractérisent par l'importance de l'altération des roches de type latéritique. Elle s'exerce principalement sur les surfaces planes où les altérites sont très épaisses. Les transports s'effectuent surtout en solution. Les interfluves ne fournissent donc guère de matériel grossier aux cours d'eau. Ceux-ci ont des profils en long et en travers très irréguliers. Les biefs sont séparés par des seuils formés surtout de grès durs et de dolérites que les rivières traversent par des rapides et des chutes de déversement. De grandes diaclases canalisent par endroits les débits de basses eaux. La largeur du lit est donc très variable (fig. 164). La forêt-galerie protège les berges contre le sapement latéral. La charge solide des cours d'eau est très réduite ; ainsi ils ne possèdent pas d'abrasif pour éroder les seuils. Le transit est faible ou nul. Mais l'érosion anthropique constitue un grave danger dans certains secteurs. Elle se manifeste surtout dans les hauts massifs du Fouta Djalon et sur les Monts Bassari ; les versants mis en culture sont souvent ravinés.

Le *domaine soudanien* connaît une érosion mécanique déjà plus importante. Elle se manifeste surtout dans les formations tendres et dans les dépôts meubles. Les bas glacis, couverts d'une végétation souvent peu dense et brûlée en saison sèche, portent l'empreinte du ruissellement diffus. Une érosion en nappe se produit sur leurs parties hautes et un colmatage s'effectue dans les bas-fonds. La terrasse du premier remblai sablo-argileux est souvent entaillée par de profonds ravins. Ils s'élargissent progressivement en alvéoles limités par des talus raides (fig. 165). Les badlands apparaissent surtout dans les environs de Kayes (fig. 124), sur la basse Falémé et sur le cours moyen du Baoulé. Les rivières sapent leurs berges et érodent les graviers sous berge. Leur charge solide est donc importante. Les galets ne sont remaniés que sur une très courte distance. Mais les cours d'eau transportent du gravier et du sable. Leur lit mineur est mieux calibré. Les seuils sont souvent criblés de marmites de géant. La Falémé inférieure et le Baoulé moyen dessinent des méandres (fig. 165).

Le *domaine sahélien* est marqué par l'érosion hydrique et une déflation éolienne locale. La *vallée du Sénégal* le traverse en aval de Bakel (fig. 41). Elle est façonnée par la crue annuelle du fleuve. Dans le lit mineur, les eaux sapent les berges concaves des méandres à la montée de la crue. Elles abandonnent le matériel sableux au bord de la rive convexe de la boucle suivante. Ainsi les méandres du fleuve continuent à s'agrandir. Cette érosion latérale se chiffre en moyenne à 1-1,50 m par an d'après diverses observations (fig. 166). De nombreux bancs de sable et quelques seuils rocheux apparaissent pendant la période des basses eaux. Les terrains de la plaine alluviale sont presque tous inondés au maximum de la crue ; seules les parties hautes des anciennes levées émergent encore (fig. 161). Les cuvettes sont submergées pendant quatre à dix semaines. Les eaux s'y décantent alors. L'épaisseur des dépôts d'argile est de 1 à 1,50 m dans les cuvettes bien vidangées, mais dépasse 3 m dans les bas-fonds où l'eau stagne plus longtemps. Ensuite ces terrains argileux se fissurent tandis que les hautes levées sont soumises à la déflation éolienne en saison sèche.

Sur les *bordures* du lit majeur s'élèvent des buttes de grès tendres du Tertiaire qui dominent de vastes glacis (fig. 168). Après les très fortes pluies, les eaux dévalent les pentes raides et s'écoulent sur les terrains sableux des glacis où elles incisent par endroits des rigoles ; ailleurs, on observe des traces de ruissellement diffus. L'érosion est plus importante sur les bas glacis qui s'étendent dans le haut bassin du Gorgol. On y observe de nombreux arrachements de matériel meuble. Les eaux s'infiltrent dans les dunes rouges fixées qui bordent la vallée du Sénégal en aval de Bogué. Les remaniements éoliens actuels y sont insignifiants. Par contre, l'action du vent est très forte dans les régions littorales du Delta et des Niayes.

L'étude géomorphologique des bassins des fleuves Sénégal et Gambie montre l'importance des fluctuations bioclimatiques qui ont déterminé les principales étapes de la morphogenèse au cours des temps géologiques. Les mêmes reliefs se trouvent dans les *autres régions tropicales de l'Afrique* au Nord de l'équateur. Des lambeaux de surfaces d'aplanissement étagées et couvertes de cuirasses latéritiques, datant du Secondaire et de l'Éocène, subsistent dans les régions montagneuses de la Dorsale guinéenne, du Nigeria central, du Cameroun, sur les plateaux gréseux de Banfora et de Bandiagara, et même sur ceux du Tagant et de l'Adrar mauritanien, situé maintenant en plein désert (fig. 130). Les glacis cuirassés et étagés ont été décrits et analysés dans de nombreuses régions d'Afrique occidentale et centrale. Les ergs ogoliens forment une bande continue de dunes fixées, s'étendant des régions littorales du Sénégal et de la Mauritanie à la vallée du Nil. Enfin la dernière grande phase humide s'est manifestée jusque dans les massifs du Hoggar et du Tibesti pendant que l'aridité sévissait au Sahara septentrional.

Cette étude s'achève par une comparaison avec l'évolution du *bassin supérieur du Niger*. Ce fleuve est resté très longtemps endoréique et se perdait au milieu d'épandages sableux dans l'Azaouad et dans le Gourma (fig. 130). Son creusement linéaire a donc été faible. On y trouve les mêmes niveaux que dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie, mais les plus récents s'y situent toujours à une altitude plus élevée. Le Bakoy supérieur coule actuellement à 25 m en dessous du Tinkisso dans le bassin de Siguiri et les sources de ses petits affluents ne se trouvent qu'à 8 km de cette grande rivière (pl. VIII) et à 20 km du Niger (fig. 170). On peut donc envisager leur capture à longue échéance...

Dans la *conclusion générale* nous dégageons d'abord les grandes lignes de la formation du relief. Puis nous montrons brièvement les applications pratiques de nos recherches géomorphologiques. Elles intéressent la prospection minière pour les recherches de bauxite sur les hauts plateaux latéritiques et pour la découverte de concentrations minérales dans les terrasses graveleuses. Les rapports entre le modelé et les sols étant très étroits, les pédologues ont pu utiliser largement nos études et levés géomorphologiques. Ceux-ci servent, en outre, aux aménagements hydro-agricoles entrepris dans le bassin du fleuve Sénégal.

Abstract

The present thesis dealing with the geomorphological study of the Senegal and Gambia river basins encompasses a variety of landforms covering an area of approximately 420,000 square km. The *Introduction* firstly sets forth the hydrographic network and the boundaries of the two river basins (pl. I)[1]. The Senegal River originates at the confluence of the Bafing and the Bakoy rivers, the latter receiving water from the Baoulé. The main tributary of the Senegal River is the Falémé River. The Gambia River is less important than the Senegal River. Next the major features of the relief are described. In the upper parts of the basins several comparatively important mountain systems rise: the Fouta Djalon, the Mandingue Plateau and the Afollé and Assaba Massifs dominate the "low lands". On the other hand the very large lower valleys extend into the table-lands, where relief is negligible. Finally a description is given of the subsequent steps of the research work, and the photographic and cartographic documents used for this work are listed.

Part one: THE MORPHOGENETIC FACTORS

The first chapter deals with the available **geological data.** *The Precambrian basement* of the West African Shield crops out as a window in the upper Bafing Basin, in the plains of the Falémé and Middle Gambia plains, north of Kayes and west of the Assaba Massif. The Precambrian consists of metamorphic formations, including an assemblage of schists and complexes of basic volcanic and sedimentary rocks (pl. II). These metamorphic series are intersected by granitic massifs which are largely paratectonic and of Birrimian age (Middle Precambrian).

The *overlaying Palaeozoic series* cover the larger parts of the upper Senegal and Gambia river basins. The Afollé Massif and the Mandingue Plateau (fig. 3)[2] consist of Infracambrian sandstone beds extending to the north-east of the Fouta Djalon. The Lower Cambrian Series, consisting predominantly of schists and dolomites, crop out in areas located to the north and east of Kayes as well as in the Mali Massif (Fouta Djalon). The Lower Cambrian in turn is covered by Upper Cambrian-Ordovician sandstones, cropping out on the Labé Plateau and the Assaba Massif. To the west of the latter massif the beds are folded (Falemian), and subsequently metamorphosed. Especially the Bakel-Mbout Series consist predominantly of schists and quartzites. They extend towards the south across the middle part of the Gambia River basin. Two periods of folding have been recognized; the younger one corresponding to the Hercynian orogeny. Elsewhere these beds have only been subjected to slight deformations caused by warping. The Senegal and Gambia river basins are located within the fringes of two large synclinal depressions, to wit: the Taoudéni and the Lower-Guinea synclines (fig. 6). Prominent dolerite sills were injected during this period. They are thick and quite extensive intrusions within the pelitic beds of the Bafoulabé Massif, and in the Mali and Tougué regions in the Fouta Djalon (pl. II).

A *basin of Mesozoic-Tertiary age* extends towards the west. The sea invaded the coastal regions of Senegal during the Upper Jurassic era and progressively transgressed the country during the Cretaceous (fig. 5). Thick layers of detrital sediments were deposited, the existence of which was established by deep drilling. Only Tertiary formations crop out along the lower parts of the Senegal and Gambia valleys. The Lower Lutetian formation crops out in the Louga Region, between Bakel and Bogué in the Senegal Valley and along the esastern fringe of the sedimentary basin: towards the west the littoral sandstone facies passes into calcareous and argillitic neritic deposits. At that time the gulf had reached its greatest extent, covering south-west Mauritania and most of Senegal. General

1. pl. = inset figures: these figures are grouped in volume 3.
2. These figures are in the text of the various chapters: a list of figures is included at the end of volume 2, giving the pages.

emergence occurred towards the end of the Upper Eocene. During the Miocene small gulfs came into existence. Elsewhere sandstone beds of the "Continental Terminal" directly cover the Eocene Series.

Chapter II deals with the analysis of the **morphoclimatic environment**. The Senegal and Gambia river basins are located in the semi-arid and semi-humid belt of the northern hemisphere, characterized by *two major annual seasons:* the season of summer rains and the season of winter drought. Two factors are of crucial importance: the amount of annual precipitation and the duration of the dry season. Precipitation decreases from south to north, amounting to 2,000 mm in the Central Fouta Djalon and to 330 mm only in the lower Senegal Valley (fig. 10) with a dry season of 9 months lasting from October to June. Precipitation often occurs in the form of heavy showers with an intensity of 60-80 mm per hour. Annual variation in precipitation are considerable in the Sahelian regions. Temperatures are high throughout the year (fig. 15). During the dry season the rate of evaporation is very high, exceeding 10 mm per day in April at Linguère. Drought increases considerably in the northern regions (fig. 19) where the Harmattan and continental trade winds prevail. Some temperature measurements on the ground and at shallow depth (fig. 20 and 21) show the importance of the microclimates and their influence on the morphogenesis.

In the upper parts of the basins the *hydrographic network* is dense and highly integrated, while in the lower parts it is much less organized. Regions with internal drainage or without any drainage exist north of the 14th parallel. The gradients of the longitudinal profiles of the Senegal and Gambia rivers are extremely gentle in their lower parts, amounting to $0.02^{0}/_{00}$ (fig. 24). The regime of these two rivers and their tributaries is predominantly of the pure tropical type (J. RODIER). Their water level rises during July. The highest stage of the Senegal River at Bakel occurs early in September, while the highest stage at Saint-Louis is not reached until early November. The water then inundates the alluvial plain which locally is 25 km wide. The importance of the flood varies greatly from year to year (fig. 28). The sea water gradually enters the lower Senegal River (fig. 30) and the large ria of the Gambia River from December-January onward. In addition the flood waters of the Senegal River fill the Rkiz and Guier lakes, which are located on either side of the lower valley. Ground water horizons are important in the Mesozoic-Tertiary formations. They cause inundation of the interdune depressions of the Niayes Region. Elsewhere these horizons occur at greater depth (fig. 35). In the basement formations and the overlaying Palaeozoics, on the other hand, these phreatic horizons are generally discontinuous and occur at shallow depth.

The *vegetation* is divided in large zones. The Sahelian steppe covered with thorny bushes (fig. 36) extends into the northern regions of the Senegal Basin. The Sudanian savannah covers the larger part of both basins. Highly degraded Guinea-type forests (fig. 39) are to be found in the Fouta Djalon. Azonal vegetation types appear locally: the duricrusts (bowé) only sustain a grassy vegetation, and gallery forests border the rivers. The estuarine and coastal regions are occupied by mangrove vegetation or by a poor halophytic steppe vegetation (fig. 40 B). Relic vegetation occurs locally, notably in the Niayes. Human activity has modified the original vegetation cover to some extent, especially by rural land use and by burning.

Part two: DECOMPOSITION OF THE ROCKS AND ITS RESULTS

First of all the processes of **alteration** are considered. In the northern regions where the vegetation is less dense, mostly *mechanical disintegration* occurs and is largely determined by the nature of the rocks. Thus differential erosion takes place in the various facies of the Palaeozoic sandstone series (fig. 43).

Chemical weathering is much more important. The degree of alteration of the rocks and the thickness of the resulting products depend both on general factors (climatic conditions, lithology) and on local factors such as topographic situation, the existence of a ground water horizon and the duration of the alteration (fig. 45). Some examples will be discussed. In the Guinean domain the rocks have been completely decomposed to a great depth: it is the lateritic weathering. In the Sudanian domain decomposition is mostly controlled by the presence of a phreatic horizon which influences the mobility of iron. In the Sahelian Region decomposition decreases markedly. There the upper part of the soil profile often consists of allochtonous material which has been deposited either by surface runoff or by aeolian action. Outcrops of non-weathered rocks have a coating of varnish, which is particularly developed on sandstones and basic extrusives. It is necessary to distinguish between brown varnish occurring on the interfluves and black varnish with a high manganese content which develops along the river banks.

The resistance of the rocks mostly depends on their susceptibility to alteration. A hardness scale has been adopted which applies to the tropical zone as a whole. Quartzitic sandstones and dolerites are the most resistant rocks. They are resistant to chemical weathering and also exhibit very little fracturing. Well cemented sandstones are hard rocks and together with quartzitic sandstones and dolerites they form the main relief in the two river basins. The badly fractured metabasites of the basement as well as the poorly consolidated Tertiary sandstones may be considered to be of inter-

mediate hardness. The poorly cemented sandstones and schists are soft rocks. Granites, strongly susceptible to chemical weathering and exfoliation, are very soft rocks. They have been scooped out and at present crop out in depressed areas. Finally the pelites and shales constitute the softest rocks.

Special attention will be paid to the **lateritic and ferruginous duricrusts** because they extend over vast regions and play an important part in the morphology. These outcropping duricrusts are not of recent origin but are correlative to one or more older phases.

The *mechanisms of their genesis* are firstly analyzed with special reference to recent soil research. The relief influences the processes: on the extremely gentle slopes of the glacis, for instance, the leaching process is retarded and the development of iron hydroxides thus is favoured. The cross sections of the laterite plateaus (high bowé) and of the encrusted glacis (low bowé) often present complex profiles (fig. 51 and 52). Next the nature of the indurated materials in the various levels of duricrusts is studied. Induration of the weathering products on the high bowé occurred in the weathered rock *in situ*. The duricrusts of the glacis, on the contrary, often contain layers of coarse grained detrital materials as thick as 10 to 15 metres. They usually consist of the shattered remains of still older duricrusts, but occasionally contain quartz fragments. Detailed observations have revealed that these fragments are more or less allochtonous.

The horizons cemented by iron or aluminium hydroxides show a diversity of facies, depending in part on the cemented material and the rock type, and in part on the depth at which induration took place. Thus, in a glacis in general the following profile (from top to bottom) can be observed: *a*) The duricrust *sensu stricto*, with a compact fabric, is a very hard layer which can only be shattered with a hammer. The highly indurated material only shows very small voids – *b*) The carapace is softer and can be broken into pieces by hand. The degree of induration is less and larger voids thus are left ("alvéoles") – *c*) Below, induration is only slight. Cementation in the present duricrust horizons does not exceed the degree of cementation of the carapace. On the old glacis the duricrust may be partially or completely eroded (fig. 52).

The lateritic and ferruginous duricrusts are an important *factor of the relief*. The resulting table-lands are a frequent occurrence in the relief of the Sudanian and Guinean regions. These very resistant layers constitute the protective covers of old planation surfaces and of glacis at different levels. Therefore, they are important indications for reconstructing the morphogenesis. Planation surfaces with a duricrust often terminate in steep scarps. When the surfaces are slightly tilted they tend to form monoclines (pseudo-cuestas). On the plateaus and glacis the duricrust is shattered. Debris of varying size is spread out over the bowé which have the appearance of vaste rocky fields. The scarps retreat. Water infiltrating the cracks in the duricrust causes cavities and caves within the underlying softer material; large blocks are loosened and subsequently collapse (fig. 55). The former depressions have strongly indurated duricrusts and are quite resistant to erosion. Numerous relief inversions thus result. The glacis covered by duricrusts are often separated from higher parts by a depression. The surface wash is gradually channeled, thus incising the iron or aluminium crusts. This is the reason why the fringes of the duricrusts covered plateaus often are incised by small valleys.

The **soils** are closely related to the morphology, and partly depend on topography and partly on the relief forming processes. The whole process of the geomorphological evolution governs the pedogenesis, explaining the present distribution of soils.

First the *main soil types* will be described. Sub-arid tropical soils were formed in the northern regions of the Senegal Basin. Soil scientists here distinguish brown and brown-red soils (fig. 57). Ferruginous tropical soils are largely confined to the Sudanian domain (fig. 58). When they are leached their profiles present either a mottled B-horizon containing concretions or an indurated B-horizon. Ferralitic soils occur in the lower Gambia Basin, in Casamance and in the Fouta Djalon. Azonal soils, however, are also very important: they are predominantly vertisols, hydromorphic soils in the valleys, saline soils in the estuarine regions, and young immature mineral soils independent of climatic conditions.

Subsequently the *relationships between geomorphology and soil genesis* are analyzed by means of examples. The high levels in the alluvial plain of the Senegal River are covered with poorly developed hydromorphic soils, whereas vertisols were formed in the argillaceous back-swamp depressions (fig. 61). The morphology of the old Cayor erg determines the soil distribution. The age of the relief and the steepness of the slopes, controlling the drainage, have influenced the soil formation in Casamance. The influence of the morphology on soil formation is even more striking in the areas of higher relief in the upper catchment. This is the reason why a great variety of soils occur over short distances. In the Guidimaka stunted mineral soils, immature soils and more developed soils occur side by side. Soil research in eastern Senegal has resulted in distinguishing several soil associations (fig. 58) related to forms and age of the relief. Lithosols and skeleton soils are widely distributed in the Fouta Djalon, where the high lateritic plateaus are the principal relief forms.

The studies show that *palaeosols* are very important. Brown-red soils were formed on the fixed dunes of Mauritania. In the Sahelian zone leached ferruginous tropical soils occur. Here ferruginous duricrusts and even some remnants of old truncated ferralitic soils also occur. The above mentioned evidence assists in reconstructing the geomorphological evolution of the two river basins.

Part three: THE OLD LATERITE-COVERED SURFACES

These surfaces are still extensive on the relief of the high parts of the Senegal and Gambia river basins. **Three planation surfaces** at different levels can be distinguished (fig. 63). Only small remnants of the first level remain, perched on the high relief of the central Fouta Djalon. Most of these remnants are situated between 1,150 and 1,200 metres above sea level, but some of them were raised to higher altitudes by more pronounced regional uplifts. This is the Labé surface. The second level still extends over large areas in the eastern Fouta Djalon, especially in the Dongol Sigon and the Tougué regions (fig. 64). These high bowé are generally situated at an altitude of 850 to 950 metres. This peneplain was named the Dongol Sigon surface by the author. On the southern edge of the Mandingue Plateau some remnants still exist. The third level has been well preserved in the northern foothills of the Fouta Djalon and on the higher parts of the southern Mandingue Plateau. A few small remnants cap the relief of the southern Bafoulabé Massif and some buttes of the Bassari Mountains. This is called the Fantofa surface. The bowé of this third generation surface are found between 550 and 650 metres altitude. Their elevation decreases towards the Senegal sedimentary marine basin (fig. 65).

The *lateritic duricrusts* of these planation surfaces often are some 10 metres thick. The alumina has been concentrated progressively with the passing of time by "relative enrichment" on the well dissected plateaus. Thus the bauxite pockets and layers are particularly localized in narrow strips of the plateaus. Some of these high bowé have been systematically explored. The author could benefit from these explorations in the study of profiles of duricrusts. Several plateaus of the second planation surface in the Tougué area have been explored by the Péchiney Company. The cross sections have revealed that the profile of the duricrust can often be divided into two parts characterized by a different bauxite mineralization process. The uppermost part, several metres thick, consists of a heterogeneous horizon which is quite rich in iron. The underlying horizon is homogeneous and much richer in aluminium, crystallized in the form of gibbsite. The lateritic layers of the third planation surface generally contain less aluminium. Exploration of the extensive bowal Kimbéli on the southern Mandingue Plateau has furnished a set of cross sections which have been analyzed by the author (fig. 68 and 69).

What *ages* can be assigned to these three planation surfaces and their lateritic covers? The first surface has levelled all Hercynian reliefs. This surface was completed during the *Middle Jurassic* and was subsequently covered by a lateritic layer, because the Upper Jurassic marine sediments are of biochemical origin. Thereafter, this surface was uplifted and partially subjected to dislocation. Previously existing faults have probably been reactivated. Often the rivers follow these orthogonal fault lines, a fact which particularly explains the angular pattern of the upper parts of the Gambia River system. The second planation surface progressively developed during the Lower Cretaceous period and was probably completed with deep lateritic weathering during the *Albian epoch* (fig. 72).

Due to epeirogenesis during the Cenomanian and later during the Maestrichtian the high parts of the Senegal and Gambia river basins were again uplifted. The sediments deposited in the Senegal-Mauritania marine basin carry distinctly detrital characteristics. These deposits contain pebble beds, indicating very strong erosion on the continent in a relatively dry environment. At *the beginning of the Eocene* biochemical sedimentation set in. This change marks the completion of the third planation surface (fig. 74). Lateritic weathering on the continent yielded predominantly dissolved materials and thus new clays (rich in montmorillonite and attapulgite), limestones and dolomites were formed; silicification also took place (P. ELOUARD). This third planation surface cuts the Birrimian basement as well as the overlaying Palaeozoic series, and correspond tos L. KING's African Level.

Tectonic movements and climatic changes have also greatly influenced the **evolution until the end of the Tertiary era.** During the Upper Eocene a new epeirogenic uplift occurred, resulting in intensive erosion under sub-arid conditions. The third planation surface was partially stripped of its cover. *Differential erosion* was particularly prominent. The non-resistant rocks of the basement (granites and schists) as well as certain palaeozoic formations (pelites and soft sandstones) were eroded, whereas the resistant rocks (quartzites, dolerites, basic metamorphics) stand out in relief. Thus the great cuestas were formed, notably the steep "cliff" of Tambaoura which dominates the Falémé Valley (fig. 76).

Detrital materials were deposited in the lower parts of the Senegal-Mauritania basin, covering the marine Eocene series. They represent the "*Continental Terminal*" formations, essentially consisting of a ferruginous facies. At their base reworked products of lateritic weathering occur; thereafter the detrital nature of these deposits becomes more pronounced and sandstone beds are prominent. The typical facies is an argillaceous mottled sandstone of white to pink or red colour. These deposits sometimes contain layers of gravel interbedded with kaolinitic clays in lenses or beds (fig. 77). Grain size and morphoscopic analyses of the sandy material indicates deposition by repeated surface wash

of extensive glacis. Apparently several phases may be recognized. A partial erosion surface probably developed at the end of the Oligocene. Then tectonic movements took place, probably during the Miocene, after which time detrital sedimentation reoccurred. Total emergence took place during the Pliocene. Sandstones of "Continental Terminal" age cover the marine Miocene deposits in the lower Casamance. The Senegal River did not enter the sea near Saint-Louis due to anticlinal uplift of Lake Guier, but probably flowed downstream of Bogué toward the north-west in the direction of Nouakchott.

A new erosional surface came into existence during the *Pliocene* era. It is especially well developed in the soft formations and barely touches the complexes of resistant rocks occurring in the upper parts of the Senegal and Gambia river basins. This surface mostly correlates to the top of the "Continental Terminal" deposits in the Mesozoic-Tertiary basins and is mainly a level of accumulation (fig. 81). It intersects older series to the east and south. Thus the level is subsequently formed in the schists and quartzites of the Mbout Series, in granites and finally in the Falémian sandstones and pelites of the Gorgol Basin (fig. 82). It interfingers with the Mandingue Plateau along the main rivers. In the southern part of this mountain complex the bowé of this Eocene level often terminate in gentle convex slopes and are preceded by round-crested hills. This is the *intermediate relief*, the smooth forms of which point to its formation in a humid environment, probably during the Upper Pliocene. The slopes and hills are covered—and consequently fixed—by a lateritic crust. This crust contains alumina, but bauxitic horizons are considerably less frequent than in the lateritic formations of the older peneplains; drainage conditions often are unfavorable. A duricrust also covers the erosional surface in the northern regions. This crust is essentially ferruginous and its thickness rarely exceeds 2 metres. It was predominantly formed on the "Continental Terminal" sandstones and for this reason often contains quartz grains. This ferruginous level only remains on the residual hills bordering the Senegal Valley; elsewhere it has been largely eroded.

Part four: THE SCULPTURING DURING THE LOWER AND MIDDLE QUATERNARY

The hydrographic network dissected the Upper Pliocene surface. Extensive glacis were developed as a result of sheet erosion and often form various levels. The older ones are covered by a ferruginous crust varying in thickness. Close to the major beds of the rivers, the glacis locally merge into old alluvial cobble and gravel deposits, which are cemented into puddingstone by iron oxides and transformed into terraces by successive linear incisions of the rivers. This staircase of **glacis and gravel terraces** suggests that the upper parts of the Senegal and Gambia basins were subjected to slight epeirogenetic uplift during the Lower and Middle Quaternary.

Three glacis were distinguished by the author and were called the high, middle and low glacis. The first two are coated with a crust. The study of the profiles in a number of test pits in the duricrusted glacis of the eastern parts of Senegal, notably in the vicinity of Ouassa and Tinkoto (fig. 85 and 87), shows that the materials covering the bedrock are thick and complex (fig. 86 and 88). The duricrust often shows a gravelly or conglomeratic texture and on the high glacis may be strongly eroded. At greater depth the materials are only slightly indurated by iron oxides and frequently contain debris of old crusts and ferruginous gravel. The heterogeneous texture of these deposits indicates their formation by surface wash. Certain pits dug in the high glacis only reached the alterites of the bedrock at 15 metres depth; the clays always consist of kaolinites. In the low glacis, on the contrary, the fresh bedrock occurs at shallow depth. The location of these different glacis is always influenced by the hydrographic network, because their formation is linked to the successive incisions of the watercourses. The glacis dip towards the valley with a very gentle slope (1/2°-5°). The old alluvial deposits of the high, middle and low terraces are essentially composed of sandstone and quartz pebbles. Their roundness index shows that abrasion of the material is slight (fig. 90). They were transported by watercourses having a wadi regime.

These analyses render it possible to reconstruct the *main morphogenetic phases* as determined by important climatic fluctuations. During sub-arid periods with unfrequent but heavy rains, the rivers have incised their courses and extensive glacis were formed by sheet erosion. Thereafter, the wadis have deposited gravel beds and the glacis were covered by wash deposits (fig. 89). During the humid periods the rocks of the glacis were weathered and the iron oxides were concentrated in the upper part of the profile, especially by (oblique) leaching, thus cementing the pebbles into puddingstone. The southern Sudanian domain then extended over the entire Senegal Basin.

The extension of the glacis varies considerably from one region to the other. The *high glacis* is extensively developed in the foothills of the Fouta Djalon (pl. IV), and stretches into the heart of this massif along the major axes of the hydrographic network (pl. III). It is also developed in the southern part of Mandingue Plateau (pl. V). This duricrusted level in these mountainous areas is generally situated between 350 and 500 metres altitude. In the Falémé and middle Gambia basins

the high glacis, on the contrary, was strongly dissected by later erosion. At present it is restricted to irregular remnants of varying size (fig. 91 and 92), ranging in altitude from 130 to 250 metres. The high glacis is still largely present on the sandstones of the "Continental Terminal" deposits to the south-west of Bakel (fig. 93). Only rare remnants are left of the high terrace, however.

The *middle glacis* stretches into parts of the Bafing Valley on the southern Mandingue Plateau (pl. IX). It still covers extensive areas in the Falémé and middle Gambia river basins. This level is developed at the foot of residual reliefs like the Bassari Mountains (fig. 66). Some small parts remain in the Matam and Kaédi regions, located in the Sahelian zone. The remainders of the puddingstone of the *middle terrace* are still numerous. They especially border the middle course of the Gambia River, the Falémé River and their tributaries. Also along the western fringe of the Senegal Valley between Bakel and Kaédi (fig. 94) and in the lower Gorgol Valley (fig. 98) these remnants are present. The *low glacis* was formed at the expense of the older glacis and was especially developed in formations composed of soft rocks and in strongly eroded parts. Its surface is not covered by a crust. This glacis is widespread in the extensive interior depressions of the northern Mandingue Plateau, in the lower Falémé and in the Kolinbiné, Karakoro and Gorgol basins. Relics of the *low terrace* occur along most of the rivers. Their constituent materials are mainly derived from the middle terrace.

The staircase morphology of glacis and terrace levels progressively disappears along the **lower parts of the Senegal and Gambia rivers.** The Senegal Valley here surrounds the northern Ferlo Plateau. This extensive and very monotonous plateau is gently sloping towards the river, the altitude diminishing from 40 to 10 metres. At the Mauritanian side strings of fixed dunes border the floodplain from Bogué to the ocean (pl. I). Various inset or superposed deposits also reflect the climatic fluctuations. However, the geomorphological evolution of the lower valleys was in addition influenced by eustatic movements and tectonic deformations.

A layer of duricrust debris ands quartz deposited by wash occurs at the north-western border of the wide, elongated *Aftout ech Chergui* Depression north-east of Lake Rkiz (fig. 93). Lacustrine limestones extend at its foot (fig. 101 a) and are locally covered by ferruginous gravels. The low *plateau of northern Ferlo* is a glacis of polygenetic origin covered by a duricrust of secondary origin with a conglomeratic or gravelly texture. Locally, patches of friable lacustrine limestones, rich in quartz grains, can be observed. These deposits form a cap on top of the duricrust in a quarry at Dahra and are covered by sand (fig. 101 b). The formations in the *Senegal Delta* are only known by a few drilling. The boring of Mouit at the mouth of the Senegal River (fig. 102) passed through several levels of beach rock at 12 to 26 metres below sea level. Two levels were dated at 31,300 to 34,300 B.P. by the Carbon 14 method and correspond to the Inchirian transgression. The boring of Toundou Besset, north of Saint-Louis, between 12 and 48 metres deep, passed through a series of glauconitic and argillaceous sands which may have been deposited by the Tafaritian transgression, recently recognized in western Mauritania. The faults on the western side of the Lake Guier anticline have been slightly reactivated and sedimentation took place on the down thrusted parts (fig. 104).

The Senegal River, downstream of Bogué, has always been flowing towards the north-west. In dry periods large quantities of sand were deposited in its lower course from which material dunes were formed during arid phases. Large lakes originated during a long humid period. Tectonic movements subsequently diverted the river westward in the deltaic region downstream of Bogué. An erg was formed on the northern Ferlo Plateau, the dunes of which were flattened and covered with ferruginous soils during a later humid period coinciding with the Inchirian transgression.

The *Lower Gambia River* incises a tabular plateau which gently slopes down towards the west from 60 to 30 metres above sea level. This plateau of "Continental Terminal" sandstones is covered with a conglomeratic duricrust and at certain locations directly dominates the riverbed (fig. 106). A second duricrust level constitutes a platform on the slopes or covers lower hills (fig. 101 d). Ferruginous crusts, always situated above the present sea level, also exist in the cliffs south-west of the estuary. The river incised the plateau during dry periods. The duricrusts were formed in humid periods by accumulation of iron oxides at the phreatic level. Their position along the coast indicates that the marine transgressions coincided with certain phases of the humid periods. The coastal region of Gambia on the whole was stable throughout. The lower Casamance, on the contrary, was tectonically depressed. In the last paragraph the *chronology* of the Lower and Middle Quaternary affecting the Senegal and Gambia river basins is listed (fig. 107).

Part five: MORPHOGENETICAL EPISODES OF THE UPPER QUATERNARY

The last phases of the evolution are marked by important bioclimatic changes that occurred in the second half of the Upper Pleistocene and in the Holocene. In the beginning the climate became arid, subsequently changing to considerably more humid than it is at present (fig. 108). Sea level fluctuations were very important and their influence is even perceptible in the upper parts of the two river basins, because the longitudinal profiles of the lower river courses have extremely gentle gradients.

The climate became drier during the Würm regression and mechanical erosion then was dominant. The Senegal and Gambia rivers deeply incised their beds into the bedrock, to wit: "Continental Terminal" sandstones or Eocene limestones, shales and sandstones. The *incision* of the Senegal River reached 28 metres below sea level at Richard-Toll (fig. 109), and the Gambia River reached a depth of 38 metres at its actual river mouth. Thus the hydrographic network of the Ferlo was functioning. The main river formed the Bounoum Valley, hollowed the furrow of Lake Guier and joined the Senegal River (pl. I). This linear incision was effective also in the upper catchment of both rivers as far as the Fouta Djalon. A highly hierarchic, dense network was incised in the lower glacis. The rivers retained pebbles of all terraces and ripped off rock fragments from the thresholds. This coarse material was gradually deposited, forming a new alluvial level which now crops out underneath fine grained deposits when the river is low. These are the *gravels occurring in the lower parts of the river banks* (fig. 110) which are more or less cemented by iron oxides. These gravels occur along the Gambia River and its major tributaries, and fringe the Falémé River. They are rare along the Bafing and Bakoy rivers, but do occur along the right-hand tributaries of the Senegal River. The gravelly deposits disappear in the Gambia River bed in the neighbourhood of Tambacounda and along the Senegal River near of its confluence with the Falémé River. They progressively plunge below present sea level (fig. 94). The borings at Bogué reached these gravelly and sandy alluvials, which have a thickness of 10-15 metres. Their base at this location is at about 20 metres below sea level (fig. 115).

The climate became arid, probably between 21,000 and 15,000 B.P. (fig. 108). *Extensive ergs* covered Trarza and the larger part of Brakna and extended towards the south of the delta across the Cayor, reaching Saloum. Great dune complexes also spread towards the east of the Assaba Plateau in the eroded anticlinal depression of Hodh (fig. 117). These former ergs predominantly consist of longitudinal dunes with an overall NE-SW orientation (fig. 118). Towards the south they become progressively more subdued. All of these dunes are now fixed by shrubby steppe vegetation or tree savannah. Since the sands of these great dune belts are generally red or red-brown in coulour, they are called *"Red Dunes"*. P. ELOUARD has designated this arid period *Ogolian*. Studies of the sandy material show that the "Red Dunes" vere mainly formed by reworking of nearby, previously deposited wash and river deposits. The lowest parts of certain interdune depressions, which were covered by more recent deposits, are situated below present sea level. The Ogolian dunes advanced on the partially emerged continental platform (fig. 117). These large dune belts progressively obstructed the lower Senegal Valley as well as the lower Bounoum and Gorgol valleys. The main obstruction came into being near Kaédi. Small dunes invaded the floodplain of the Senegal River between Bakel and Matam at the time of maximum aridity. The morphoclimatic zones were shifted 4 to 5 degrees south of their present position.

The Senegal Basin thus was characterized by internal drainage during the Ogolian period. The river and its tributaries transported only fine grained material and deposited their load unsorted. A general fill of the valleys thus resulted, which in certain areas is more than 10 metres thick. Apparently the Gambia River has always reached the sea due to the fact that its valley has never been obstructed by ergs of "Red Dunes" (fig. 117). The river was certainly affected by the aridity, however. Like the Senegal River it carried fine grained material only, which was mainly deposited in its middle course. Thus the *first valley fill* was formed, which covers the gravels at the base of the river banks or rests directly on the bedrock, the contact always being very distinct (fig. 110). The terrace of the first valley fill borders the flood plains of the main rivers and their tributaries, and it may even be traced along minor drainage lines (pl. IX). These sandy-clayey deposits are very thick and widespread along the Senegal River in the Kayes Region (fig. 124), along the lower Falémé River and in the Kolinbiné Basin (pl. VII). The clay fraction often contains a high percentage of illite. Mechanical disintegration of the rocks must have been important because the vegetative cover at that time was very discontinuous. The *detritus* on the major slopes of the Fouta Djalon and the Mandingue Plateau was formed in this period. The fine grained materials were transported along the slopes by rain-wash and subsequently deposited in the interior basins which were filled up with sediments (fig. 127). The wind carried the silts, which were deposited on certain crust-covered plateaus and glacis.

When precipitation increased the Senegal River cut its course progressively through the belt of Ogolian dunes and again reached the ocean. The Gambia River ceased depositing alluvial material in its middle course. Because the sea level was still very low, both rivers and their tributaries incised the first valley fill, thus transforming it into a terrace. The Gorgol and Ferlo rivers rejoined the Senegal River. Afterwards the climate became even more humid than it is at present (fig. 108). All of the southern and central Sahara were subjected to this *pluvial* period. Studies of various investigators show that lakes were formed in the Adrar Mountains of Mauritania and that Lake Chad was very extensive. C-14 datings of these lacustrine deposits indicate ages between 12,000 and 7,300 B.P. The Senegal River at that time was depositing argillacious sediments containing fern pollen in its lower valley. These deposits are 2-5 metres thick, and cover the dune sands and the old gravelly alluvial deposits in the borings of Bogué (fig. 115). *Biochemical weathering* was dominant throughout the Senegal and Gambia basins. Brown-red soils, less developed than the soils previously formed

on the older erg of the northern Ferlo Plateau, were formed on the Ogolian dunes. Some iron leaching locally has produced concretions in the first valley fill.

A *slightly drier period* occurred around 7,000 B.P. Locally the "Red Dunes" were reworked, as observed in the southern Trarza Region and at the southern fringes of the Senegal Delta where closely spaced small dunes, having a NNE-SSW direction, obliquely cross the NE-SW running Ogolian dune belts (fig. 137). Mechanical erosion occurred in the upper Senegal and Gambia river basins. The rivers undercut their banks and transported large quantities of sand that were deposited as soon as the competence of the rivers decreased. The terrace of the *second valley fill* thus came into existence, incised in the terrace of the first valley fill (fig. 110). It can be distinguished from the first by better sorting of its material.

Meanwhile, the sea level progressively rose and the sea invaded the lower Senegal and Gambia valleys. This *transgression* finally reached Bogué, located about 250 km. inland along the Senegal River (fig. 130) and Georgetown more than 200 km. from the mouth of the Gambia River. As a result the valleys of the two rivers were transformed into *enormous rias.* The swell, coming from the NNW, eroded the Ogolian dunes of the Delta and of the Aftout es Saheli, located to the west of the Trarza Region (fig. 135 a). The sandy material was distributed over extensive sandy beaches supporting a diversified fauna, often rich in *Arca senilis.* Two samples of shells taken from this terrace near Saint-Louis and in the Aftout were dated 5,470 B.P. by C-14. This dating correlates to those obtained from identical marine deposits near Nouakchott. These former beaches mark the maximum extent of the sea during the peak of the last transgression, called *Nouakchottian*, along the coast of Senegal and Mauritania. The top of the shell level does not exceed 1 metre above present sea level. The water of the lower Senegal Ria reworked the sands of the residual "Red Dunes" which were spread out over the floor of the gulf or accumulated as a non-fossiliferous terrace along the shores. A black, muddy horizon containing numerous *Rhizophora* pollen is often found at its base, especially at Bogué. The importance of mangrove vegetation at this latitude is indicative of a relatively humid climate prevailing at that time.

The important N-S directed longshore current, caused by strong NNW swell, subsequently carried large quantities of sands, and formed a series of *barrier beaches* in the south-western part of the Senegal Delta (fig. 136). Their age, based on radioactive carbon dating of several shell samples, varies between 4,000 and 1,880 B.P., from the Nouakchottian to the present coast. The wind has formed small "Yellow Dunes" in these sands. The barrier beaches have transformed the gulf of the lower valley into a large lagoon which is connected with the ocean only by a few minor outlets. During this period the Senegal River has built high natural levees, the higher parts of which are not submerged by the present rise of the river. This system of *Post-Nouakchottian levees* extended and ramified in the flood plain. Downstream of Bogué the river built *a very elongated delta* which progressively filled the old ria (fig. 135 b); this delta broadens downstream of Richard-Toll. Its deposits consist of fine grained sands and yellow silts. They are very compact and homogeneous from one side of the river to the other. In addition, the deltaic deposits still have incorporated salt (J. Tricart). The levees of the Gambia River are much smaller and rapidly disappear downstream. This river, therefore, has not developed a delta but terminates into a large estuary corresponding to the former ria bordered by mud plains and is partially separated from the sea by a spit on which Bathurst was built (fig. 106).

During this period of fluvial and lagoonal sedimentation the climate turned less humid. At the beginning of our era the climate was probably slightly drier than it is at present (fig. 108). Parabolic dunes advanced towards the interior, covering the barrier beaches (fig. 136) and obstructed the former outlets of the Senegal River which was progressively pushed towards the SSW and reached the sea south of Saint-Louis, by way of an estuary (fig. 135 c). The river was then undercutting the high levees and developed large meanders, on the convex sides of which smaller Sub-Recent levees were built (fig. 61). The parabolic dunes were partially fixed by vegetation during a last short period of slightly increased humidity, which probably dates back to the Middle Ages.

Part six: GEOMORPHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE TWO RIVER BASINS

The different relief types and deposits described and analysed in the palaeo-geographic study render it possible to delineate **large geomorphological provinces** on a continental scale.

The *Fouta Djalon* is the highest mountain complex and preserves the oldest traces of the morphogenesis. Its central parts reach an altitude of 1,200-1,300 metres, and exhibit remnants of the first erosion surface (fig. 143). The Labé Plateau has the characteristics of a table-land. The Mali Massif in the north is intersected by valleys carved in Cambrian pelites. In the south the Dalaba Highlands were dissected by the hydrographic network of the Téné Basin. The lateritic plateaus of the Dongol Sigon and Tougué Regions extend to the east of the central massifs (fig. 145). This succession of high bowé corresponds to large remnants of the second dissected erosion surface (pl. III).

The northern foothills surround a number of terraced and duricrusted basins to the west, separated by ridges (fig. 146). The Fantofa Plateaus extend to the east.

The *Mandingue Plateau* exhibits two different aspects: In the southern part numerous lateritic plateaus, remnants of the third erosion surface, rise to altitudes of 550 to 650 metres. They often terminate in the gentle slopes of the intermediate relief. At their base the high and middle duricrusted glacis have developed (fig. 148). Sandy and rocky plain-lands, dominated by inselbergs and sandstone plateaus with abrupt scarps, stretch towards the north (fig. 149). The Bafoulabé Massif, rising above the lower Bakoy Valley, has some small remnants of the third erosion surface (fig. 150 A). The large Bafing, Bakoy and Baoulé rivers alternately flow on broad plains and incise the sandstone plateaus along the fractures.

The Falémé and the Middle Gambia regions were mainly formed during the Quaternary. The middle glacis occupies extensive areas, and remnants of the high glacis also exist. This glacis morphology is most characteristically developed in schists and sandstones. In granitic areas the relief is often more gentle and a series of low hills then replace the glacis. These flat or slightly undulating surfaces are sometimes dominated by residual reliefs, the lateritic-caps of which are remnants of the third erosion surface. The highest relief is reached in the Bassari Mountains and in the Gambia "Buckle" northwest of Kédougou (fig. 153). Remnants of the middle and lower terraces occur along the main rivers; the gravel beds at the foot of the river banks crop out in the minor riverbeds below the first valley fill (fig. 96 and 155).

A complex of *plains and plateaus* exists in the north-eastern part of the Senegal Basin. The relief decreases towards Kayes where the terrace of the first sandy argillaceous valley fill has developed. The Kolinbiné and Karakoro valleys extend between the Bafoulabé Massif, and the Afollé and Assaba plateaus (pl. I). Here the deposits of the first valley fill are very extensive, notably in the Yélimané Region. This terrace passes into the Ogolian dunes which are incised by the Karakoro River (fig. 158). The Assaba Plateau is characterized by a staircase of sandstone plateaus which abruptly terminate in nearly vertical slopes, rising above debris covered slopes. On certain plateaus relics of the lateritic mantle of the third surface can be found (fig. 159). A low region extends west and south-west of the Assaba Plateau. The low glacis is well developed at the foot of minor relief forms. It is formed in schists, and quartz or ferruginous gravels are spread on top. The Appalachian ridges of the Oua Oua Mountains extend into the upper Gorgol Basin (fig. 160). The hydrographic network is dense and exhibits a high degree of hierarchy.

The *lower Senegal and Gambia valleys* are incised into the low sandstone plateau of the "Continental Terminal", covering the Eocene marine series (pl. II). The flood plain of the Senegal River shows an often very irregular micro-relief. The high Post-Nouakchottian levees border the present river course as well as the abandoned river beds and branches (fig. 161). They are flanked by numerous crevasse deltas (fig. 162). Parallel strings of Sub-Recent levees occur in the meander loops. The system of levees divides the flood plain into a multitude of larger and smaller depressions. Some remnants of "Red Dunes" and of the first valley fill rise above these areas, which are flooded when the river is high. In the delta region the levees become lower and broader. The soils are increasingly saline, and in the Saint-Louis area small mud flats occur behind the coastal dunes. The Gambia River has also formed an alluvial valley plain which, however, is not as wide as the Senegal Valley. The Post-Nouakchottian levees are only found alongside the present river bed and cease to exist 180 km. from the river mouth. Mud flats are situated at the foot of the sandstone plateau (fig. 163). The minor river bed progressively becomes broader and terminates in a large ria which is 13 km. wide near Bathurst (fig. 106).

The **present dynamics** depend first on the bio-climatological environment and secondly on the hydrological regime of the main rivers. The *Guinean and Sudano-Guinean regions* (fig. 41) are characterized by important lateritic weathering of the rocks. This decomposition of rocks is predominantly acting on the flat surfaces where the weathering products are very thick. The material is predominantly carried off in solution. The interfluves, therefore, hardly supply the rivers with any coarse material. The longitudinal and transverse profiles of the rivers are very irregular. The quiet reaches are separated from one another by rock-sills mainly consisting of resistant sandstones or dolerites, and are traversed by the rivers in rapids and falls. Large joints locally determine the location of the low discharge channels. The width of the river bed thus varies considerably (fig. 164). The gallery forest protects the river banks against lateral sapping. The load of the rivers is quite low and for this reason the rivers have no tools for eroding the rock-sills. Transportation of material is low or absent. However, man-made erosion is a serious danger in certain parts. This is especially evident in the high parts of the Fouta Djalon Massif and the Bassari Mountains. Gully erosion often occurs on the cultivated slopes.

The *Sudanian Region* already exhibits a more important mechanical erosion, which is especially evident in the soft formations and unconsolidated deposits. The low glacis, covered by a generally open vegetation, which is set afire during the dry season, shows evidence of non-concentrated wash. On the upper parts of the glacis sheet erosion occurs, resulting in deposition in the lower parts. The

terrace of the first sandy argillaceous valley fill is often incised by deep ravines which progressively become broader to form depressions ("alvéoles") bordered by steep slopes (fig. 165). Especially in the neighbourhood of Kayes (fig. 124), in the lower parts of the Falémé Valley and in the middle course of the Baoulé Valley badlands occur. The rivers are undercutting their banks and are eroding and removing the gravels underneath the levees. Thus their solid-load is important. Boulders are reworked over a short distance only, but the rivers do transport gravel and sand. Their minor beds have achieved a better equilibrium. Numerous potholes occur in the rock-sills. The lower Falémé River and the intermediate part of the Baoulé River are meandering (fig. 165).

The *Sahelian Region* shows erosion by water and local aeolian deflation. The *Senegal Valley* passes through this region downstream of Bakel (fig. 41) and is shaped by the annual flood of the river. The concave meander banks of the minor river beds are undercut when the water rises. The eroded sandy material is deposited along the convex side of the next downstream meander. In this way the meanders become progressively larger. Several observations have established that this lateral erosion on the average amounts to 1-1.5 metres a year (fig. 166). During the period of low river discharge numerous sand banks and several rocksills emerge. The alluvial plain is almost completely inundated at the peak of the flood. Only the highest parts of the old levees still remain dry. The back swamps are submerged 4 to 10 weeks a year and the water then drops its suspended load. The thickness of the clayey deposits is 1 to 1.5 metres on the well drained depressions but reaches more than 3 metres in the lowest parts where the water is stagnant for a longer period of time. During the dry season these clayey deposits develop mud cracks, while the high levees are subjected to aeolian deflation.

On the *edges of the flood plain* residual hills consisting of soft Tertiary sandstones, rise above the extensive glacis (fig. 167). After the very heavy showers, water rushes down the steep slopes and flows over the sandy surface of the glacis. Thus local rills are formed, while at other places non-concentrated wash can be observed. Erosion is more important on the low glacis extending into the upper part of the Gorgol Basin. Here numerous spots were observed where erosion of loose material occurs. The water infiltrates into the fixed "Red Dunes" bordering the Senegal Valley downstream of Bogué. Aeolian influence here is at present insignificant, whereas it is very strong in the coastal parts of the Delta and the Niayes.

The geomorphological study of the Senegal and Gambia river basins shows the importance of the bio-climatological fluctuations, which determined the major morphogenetical phases in the course of geological periods. In the *other tropical regions of Africa* north of the equator the same relief types occur. Remnants of several planation levels, covered with lateritic duricrusts, dating from the Mesozoic and the Eocene, still exist in the mountainous regions of the "Guinean Dorsale", of central Nigeria and Cameroon, on the sandstone plateaus of Banfora and Bandiagara, and even on the Tagant and Mauritanian Adrar Plateaus, presently located in the heart of the desert (fig. 130). The staircases of duricrusted glacis were described and analyzed in numerous parts of western and central Africa. The Ogolian ergs form a continuous belt of fixed dunes extending from the coastal regions of Senegal and Mauritania to the Nile Valley. Finally the last major humid phasis can be traced as far as the Hoggar and Tibesti massifs, while aridity prevailed in the northern Sahara.

At the end of this study a comparison is made with the evolution of the *upper Niger Basin.* The latter river has remained endorheic for a very long time and terminated in the sandy wash plains of Azaouad and Gourma (fig. 130). Its linear incision thus was slight. The same levels found in the upper parts of the Senegal and Gambia basins are encountered here. The most recent levels, however, are always situated at higher altitudes. At present the upper Bakoy River flows 25 metres lower than the Tinkisso River in the Siguiri Basin and the springs of its small tributaries occur at a distance of only 8 kilometres from this large river (pl. VIII) and at 20 kilometres from the Niger River (fig. 170). In the distant future captures thus may be expected . . .

In the *general conclusion* first the broad outlines of the relief development is given. Next, the practical applications of our geomorphological research is demonstrated. These investigations are of interest for bauxite mining exploration on the high lateritic plateaus and for the localization of mineral concentrations in the gravel terraces. Because the relationships between morphology and soils are very close, soil scientists have made ample use of our geomorphological research and survey. In addition these data are useful for the irrigation projects carried out in the Senegal River Basin.

Avant-propos

Ce travail est le fruit de recherches poursuivies depuis 1955 dans les bassins du Sénégal et de la Gambie. Au fil des années j'ai fait de nombreuses missions en « brousse », parfois dans des régions isolées, d'accès difficile, multipliant les observations et les récoltes d'échantillons. Mon œuvre de synthèse a été enrichie par les nombreux contacts que j'ai pu avoir, tant sur le terrain qu'à Dakar et Saint-Louis, avec des spécialistes éminents des disciplines scientifiques voisines de la Géographie : géologues, pédologues, botanistes, agronomes, préhistoriens... Tous ont porté un vif intérêt à mes recherches géomorphologiques, ce qui m'a grandement réconforté. En outre, j'ai eu la satisfaction de voir que mes travaux étaient destinés à des applications pratiques, aussi bien dans le domaine des aménagements que dans celui de la prospection minière.

Quelques années après mes études j'ai pu venir en Afrique occidentale et me consacrer surtout aux recherches géomorphologiques. Jeune étudiant à Strasbourg, j'ai suivi les enseignements, si riches et si attrayants, de MM. les professeurs P. Birot, J. Dresch et J. Tricart, qui m'ont fait connaître la géomorphologie. Comment ne pas avouer que j'ai été conquis d'emblée, grâce à ces maîtres éminents, par cette nouvelle branche de la géographie qu'était alors la géomorphologie ? Cependant je suis d'abord entré dans l'enseignement secondaire et j'ai préparé un diplôme d'études supérieures de géographie humaine sur une petite région de ma Basse-Alsace natale, tout en espérant pouvoir un jour partir outre-mer. Ce rêve s'est réalisé lorsque la Mission d'Aménagement du Sénégal a demandé le « service à plein temps » d'un géographe ; grâce aux recommandations de MM. les professeurs J. Tricart et Th. Monod, alors directeur de l'Institut français d'Afrique noire (I.F.A.N.), j'ai pu m'associer à l'équipe de chercheurs de cet organisme.

J'ai d'abord envisagé de consacrer ma thèse uniquement à l'étude géomorphologique de la vallée du Sénégal et de ses bordures. Mais après mon entrée au Service de géologie et de prospection minière, en 1958, j'ai élargi mon sujet pour englober tout le haut bassin, puis je l'ai encore étendu au bassin limitrophe de la Gambie. Je me suis rendu compte ces dernières années, en classant la documentation amassée, que j'ai vu très grand... peut-être même trop grand : ces deux bassins fluviaux couvrent 420 000 km², soit plus des trois quarts de la superficie de la France ! Les dimensions démesurées de ce domaine de thèse sont peut-être la justification du volume de l'ouvrage. Encore me suis-je efforcé de me restreindre. C'est pourquoi j'ai mis l'accent sur la présentation des caractères généraux au détriment de l'étude régionale. Cette optique permet, en outre, de mieux saisir les répercussions des diverses phases morphogénétiques dans l'ensemble des deux bassins-versants.

J'ai essayé d'illustrer le texte autant que possible, pour l' « aérer » et le rendre plus intelligible. La préparation de toutes ces figures et planches hors texte m'a pris beaucoup de temps. D'autre part, j'ai interrompu la rédaction de ce travail pendant plus d'une année pour me consacrer à l'établissement de la carte géomorphologique de la vallée alluviale du

Sénégal au 1/50 000, de Bakel à l'embouchure, pour le compte de la F.A.O. Mon ouvrage s'insère, en effet, dans le contexte des « projets d'études » du Fonds spécial des Nations Unies en vue de l'aménagement du bassin du Sénégal. On envisage aussi de faire ultérieurement de telles études dans le bassin de la Gambie. En tant que géographe j'avais à cœur de présenter d'une manière synthétique le milieu naturel avant d'aborder l'analyse du relief. L'ouvrage se termine par une étude de la dynamique actuelle qui pourra aider les techniciens à résoudre des problèmes d'aménagement.

Ce travail a pu être mené à bien grâce aux conseils et à l'aide de nombreuses personnes. C'est une grande joie pour moi de leur exprimer ma reconnaissance et je m'excuse de ne pas pouvoir citer ici tous ceux qui m'ont apporté leur concours.

Ma reconnaissance va en premier lieu à M. le professeur J. TRICART, directeur du Centre de géographie appliquée de Strasbourg. Ses études géomorphologiques dans le Delta du Sénégal ont constitué la base de départ de mes recherches. S'il n'a pas eu le loisir de m'accompagner sur le terrain, il me fit l'amitié de suivre pas à pas mes travaux. Tout au long d'une correspondance suivie je pus bénéficier de toute son expérience ; il a multiplié suggestions et critiques pertinentes, me permettant ainsi d'élaborer cette œuvre de synthèse à partir de la riche moisson faite sur le terrain. Malgré ses occupations nombreuses, M. J. TRICART m'a toujours accueilli chaleureusement lorsque je l'ai rencontré à Strasbourg ou ailleurs ; nos conversations ont été très encourageantes pour moi. Qu'il veuille bien trouver dans ces quelques lignes le témoignage de ma profonde gratitude.

A la Mission d'aménagement du Sénégal MM. J. DUBOIS, A. JAMMET et J. MAYMARD m'ont fait connaître le Delta et la vallée du Sénégal et m'ont initié à la pédologie. Je leur exprime mes vifs remerciements. Je n'oublie pas les conversations enrichissantes que j'ai eues avec M. le ministre A. M. M'BOW, qui effectuait alors des recherches de géographie humaine dans la vallée.

Au Service de géologie et de prospection minière, puis au Bureau de recherches géologiques et minières (B.R.G.M.), j'ai eu l'occasion de travailler avec de nombreux géologues. Les tournées communes sur le terrain ou les discussions au bureau m'ont appris beaucoup ; ainsi j'ai pu connaître en détail la structure et l'hydrogéologie de certaines parties de mon domaine d'étude. Avec MM. R. DÉGALLIER et R. GOUZES j'ai parcouru les Niayes, puis la Basse-Gambie et la Basse-Casamance. MM. J. P. BASSOT, R. GIRAUDON, J. GRAVESTEIJN, Y. PÉRONNE, J. MARCHESSEAU, B. TAGINI m'ont montré toute la complexité géologique du Sénégal oriental, qui s'est traduite dans la morphogenèse par la variété des reliefs : région combien attirante pour le géologue et le géomorphologue ! Avec M. J. P. LAJOINIE j'ai étudié les cuirasses masquant les formations géologiques. Le regretté C. BENSE m'a fait profiter de ses travaux dans l'Assaba et la vallée du Karakoro.

Mon ami de longue date J. VOGT poursuivait alors des recherches géomorphologiques dans d'autres pays d'Afrique occidentale. Je regrette beaucoup que les impératifs de service ne nous aient guère donné l'occasion de faire des tournées ensemble. Mais chacune de nos rencontres à Dakar ou en France a été l'occasion de confronter nos résultats ; ces échanges de vues ont enrichi ce travail. Je l'en remercie bien vivement.

J'ai aussi une dette de reconnaissance envers MM. P. ELOUARD et H. FAURE, anciens collègues du Service de géologie et prospection minière, puis professeurs au Laboratoire de géologie de Dakar. M. P. ELOUARD a été depuis 1957 pour moi un guide éclairé dans beaucoup de domaines. Toujours accueillant et prêt à rendre service, j'ai bénéficié de ses conseils amicaux et de ses larges connaissances de la géologie et de la paléontologie du bassin sénégalo-mauritanien. M. H. FAURE m'a fait profiter abondamment de sa vaste érudition géologique et reste pour moi un modèle de travail, toujours désireux de connaître plus et mieux. Je garde un excellent souvenir de nos tournées communes et forme le vœu que notre travail en équipe pourra se poursuivre.

Au cours des recherches j'ai pu avoir des contacts très fructueux avec des géologues de sociétés privées. M. J. SABOT, directeur du Service géologique de la Compagnie Péchiney,

et M. J. M. Aymé, directeur de la COPETAO, se sont intéressés à mes études géomorphologiques et m'ont fait profiter de leur grande expérience.

Lorsque j'ai été nommé à la Faculté, Mme S. Daveau-Ribeiro et M. Pélissier m'ont tout de suite adopté. M. Pélissier, maintenant professeur à Paris-Nanterre, m'a prodigué ses encouragements. Mon collègue M. le ministre A. Seck a montré beaucoup d'intérêt pour l'étude géomorphologique de son pays. Mes recherches ont été ainsi stimulées. J'ai eu surtout le privilège de bénéficier des conseils et des remarques judicieuses de Mme S. Daveau-Ribeiro dans l'élaboration de cet ouvrage. Nous avons pu parcourir aussi ensemble la région du Sénégal oriental et la vallée du Sénégal lors des « excursions » avec les étudiants. Depuis son départ de Dakar elle a constamment suivi l'avancement de mon travail grâce à un fructueux échange de lettres et de brèves rencontres lors de ses passages au Sénégal. Je voudrais lui exprimer ici toute ma gratitude.

Des collègues m'ont fait bénéficier de leur grande expérience dans d'autres domaines de la géographie physique. M. P. Moral, directeur du Département, m'a conseillé pour la rédaction du chapitre de climatologie. Mon ami Ch. Toupet m'a aidé, avec son dévouement habituel, à rassembler la documentation sur le climat et m'a fait profiter de ses connaissances en biogéographie. Je leur renouvelle ici mes remerciements.

Depuis mon arrivée à la Faculté j'ai noué des relations étroites avec l'importante équipe de pédologues du Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar, dirigé par M. R. Fauck. J'ai beaucoup appris au cours des nombreuses discussions avec MM. R. Boulet, A. Chauvel, R. Fauck, M. Gavaud, B. Kaloga, J. Vieillefon et S. Pereira Barreto, maintenant directeur du Bureau interafricain des sols. M. C. Charreau, chef de la Division scientifique du Centre de Bambey, a aussi suivi avec beaucoup d'intérêt mes recherches. Ces échanges de vues, tant sur le terrain qu'à Dakar, m'ont amené à préciser les relations entre le modelé et les sols et ils se traduisent dans cet ouvrage par l'importance que j'ai accordée à ces problèmes.

Plus récemment j'ai eu l'occasion de travailler avec une équipe de pédologues de l'I.R.A.T., menée par M. J. H. Durand, chef de la Division des sols. Ces recherches en commun m'ont permis de mieux connaître les sols de la vallée alluviale du Sénégal. Elles ont montré aussi tout ce que la Pédologie peut tirer de l'étude géomorphologique. C'est grâce à la perspicacité de MM. J. R. Desaunettes et J. Thirion, experts pédologues de la F.A.O., qu'a pu s'instaurer cette collaboration. Je leur témoigne ici toute ma reconnaissance.

M. J. L. Mestraud, directeur du B.R.G.M. de Dakar, et M. H. Moussu, chef de la Section d'hydrogéologie, m'ont aimablement communiqué les résultats des recherches géologiques dans les deux bassins-versants au cours des dernières années. M. L. Hébrard, géologue au C.N.R.S., m'a fait part de ses importantes observations sur le Quaternaire de la Mauritanie occidentale. M. R. Mauny, professeur à la Sorbonne, MM. H. Hugot et C. Descamps, de l'I.F.A.N., m'ont tenu au courant de leurs découvertes préhistoriques et m'ont témoigné de leur intérêt pour les études géomorphologiques. J'exprime à tous mes remerciements.

Tout au long des recherches sur le terrain et de la rédaction de cet ouvrage, j'ai bénéficié du soutien constant et de la vaste expérience d'éminents professeurs, qui connaissent bien les problèmes africains. M. J. Dresch, directeur de l'Institut de géographie de Paris, et M. R. Raynal, directeur de l'Institut de géographie de Strasbourg, m'ont toujours reçu très cordialement, malgré leur emploi du temps chargé, pour entendre les résultats de mes travaux et me prodiguer leurs encouragements. J'ai eu le plaisir de faire une tournée avec M. G. Rougerie, professeur à la Sorbonne, dans la basse vallée du Sénégal en juin 1961, après une initiation à certaines méthodes d'analyses de laboratoire au cours du stage qu'il était venu diriger à Dakar. M. Th. Monod, membre de l'Institut, a bien voulu me recevoir dès mon arrivée au Sénégal et ensuite attirer mon attention sur certains problèmes au cours de divers entretiens. M. G. Sautter, professeur à la Sorbonne, s'est aussi intéressé à mes recherches. Je leur garde une reconnaissance très profonde.

Les études de laboratoire m'ont souvent permis d'étayer mes interprétations à partir

des observations sur le terrain. J'ai contracté une grande dette envers les spécialistes qui ont accepté de faire pour moi des analyses et des déterminations. M. le doyen G. MILLOT, directeur de l'Institut de géologie de Strasbourg, a mis à ma disposition les ressources de son laboratoire en faisant analyser aux rayons X, par les soins de Mlle H. PAQUET, la fraction argileuse des échantillons et, grâce à son accueil empreint de sympathie, j'ai bénéficié de sa vaste expérience en matière d'altérations des roches pour pouvoir interpréter les résultats. Mme M. TERS et le regretté H. ELHAÏ ont bien voulu s'occuper personnellement de l'analyse de la fraction fine de quelques-uns de mes échantillons. M. P. ASSÉMIEN, du Laboratoire de botanique d'Abidjan, a assumé pendant ses années dakaroises l'étude des pollens de certains niveaux de la basse vallée du Sénégal. Ses résultats confirment pleinement les conclusions de mon étude de sédimentologie.

La présentation matérielle de l'ouvrage a aussi bénéficié du concours de plusieurs personnes. M. M. THIAM, artiste-cartographe au Département de géographie de Dakar, a dessiné avec beaucoup de soin la plupart des figures et planches qui illustrent cette thèse.

MM. D. DÉMOULIN, assistant au Département de géographie, R. ROY, maître assistant à la Faculté des Sciences, et R. COMES, chef de la Cartographie à l'I.F.A.N., m'ont aidé à la mise en forme du texte et de son illustration pour l'impression ; je les remercie très vivement.

J'exprime ma gratitude à M. le professeur G. CAMUS, directeur général de l'O.R.S.T.O.M., d'avoir bien voulu accepter de publier ma thèse dans la Collection Mémoires de l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer.

Je tiens à remercier par avance M. F. BONNET-DUPEYRON, directeur du Service central de documentation, et M. C. R. HIERNAUX qui acceptent d'affronter les nombreux problèmes que pose l'impression d'un ouvrage aussi volumineux.

Je garde un excellent souvenir de mes nombreuses tournées sur le terrain. Des administrateurs m'ont reçu et se sont intéressés à mes recherches. J'ai toujours trouvé le meilleur accueil auprès des habitants, du chef de village au petit cultivateur. Ils m'ont offert spontanément le gîte et m'ont souvent accompagné pour me servir de guide dans des endroits difficilement pénétrables ou pour me montrer certains « cailloux ». Je n'ai qu'une hâte, celle de faire bientôt d'autres séjours en « brousse »...

Pour terminer, je voudrais dire combien ce travail doit à mon épouse qui a participé courageusement à certaines de mes missions sur le terrain, dans des régions complètement isolées comme les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon, qui a partagé quotidiennement mes enthousiasmes et mes difficultés et qui a grandement contribué à la réalisation matérielle de cet ouvrage.

***

Ce travail n'aurait pu être publié, *in extenso*, sans l'aide généreuse de M. le président de la République du Sénégal, Léopold Sédar SENGHOR, qui a toujours porté un grand intérêt à la recherche scientifique et technique au Sénégal, en particulier, et dans les pays de l'Organisation des États riverains du fleuve Sénégal (O.E.R.S.), en général. Je souhaite que ce Mémoire puisse être une modeste contribution à l'œuvre de développement entreprise par les États riverains pour la mise en valeur des ressources naturelles de ce grand bassin-versant. Que M. le président de la République du Sénégal veuille bien trouver ici l'expression respectueuse de ma très profonde gratitude.

Strasbourg, décembre 1970.

NOTE

Pour la **toponymie** j'ai utilisé l'orthographe adoptée par l'Institut géographique national – Paris (I.G.N.) pour la rédaction de ses cartes topographiques au 1/200 000. Ce Service a fait un réel effort de transcription des toponymes vernaculaires, selon des principes que certains linguistes pourraient récuser, mais qui représente le seul travail de caractère systématique pour l'Afrique occidentale francophone.

L'étude d'un si vaste ensemble géographique a nécessité l'établissement d'une **bibliographie** à peu près exhaustive, concernant à la fois les ouvrages et articles imprimés et les rapports multigraphiés de divers organismes de recherche ; les rapports constituent souvent la source principale de documentation. Cette bibliographie a été arrêtée généralement à la fin de l'année 1968. J'ai pu utiliser cependant encore certains travaux parus au cours de l'année 1969 et dans les premiers mois de 1970.

J'envisageais d'abord de présenter la bibliographie par grandes rubriques. J'ai dû y renoncer puisque beaucoup d'ouvrages ont trait à plusieurs d'entre elles. Pour leur classement il aurait fallu procéder à un choix arbitraire ou reprendre la référence dans chacune des rubriques concernées. La bibliographie se trouve vers la fin du tome 2.

Introduction

« Faut-il admettre que la période antérieure à l'actuelle ait été désertique ? Autrement dit que le Sahara quaternaire ait été refoulé au Sud d'une vingtaine de degrés par rapport à l'actuel ? Ce n'est pas une hypothèse nouvelle. Elle s'était imposée à moi dans l'Adarr des Iforass il y a 25 ans. Elle s'était imposée à CHUDEAU dans 10 ans de randonnées au Soudan.

Mais cela reste une impression, une hypothèse à contrôler qui guiderait les recherches. Ces recherches seraient possibles, les cartes à grande échelle sont là. Ce sont les ouvriers qui manquent. »

E. F. GAUTIER, « Le modelé du Sénégal et de la Guinée », *Bulletin de l'Association des géographes français*, 1931, p. 79.

Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie s'étendent sur environ 420 000 km². Le bassin du Sénégal, le plus vaste, a une superficie de 343 000 km² ; celui de la Gambie couvre 77 000 km²[1]. L'ensemble des deux bassins fluviaux s'étire en latitude, des parallèles 10°30′ à 17°30′ Nord et en longitude, des méridiens 7°30′ à 16°30′ Ouest (fig. 1). *Ce vaste domaine se situe entièrement dans la zone tropicale à saison sèche.* Mais la hauteur des précipitations et la durée de la saison des pluies varient souvent d'une région à l'autre : la moyenne annuelle s'élève à 1 500 mm sur le haut Bafing, cours supérieur du Sénégal ; elle diminue progressivement vers le Nord pour tomber à 250 mm à une cinquantaine de kilomètres au-delà de la basse vallée du fleuve Sénégal (fig. 1).

*Malgré ces **nuances climatiques** les bassins du Sénégal et de la Gambie présentent une **unité géomorphologique.*** Pays de vieille plate-forme, ils ont subi une longue évolution et des surfaces d'aplanissement se sont développées sur l'ensemble ou sur une partie des bassins. Le réseau hydrographique s'est établi sur ces vieilles surfaces. Les mouvements épeirogéniques successifs se sont manifestés sur toute l'étendue des bassins. Si les changements climatiques se sont traduits de façons diverses dans la morphologie, l'ensemble du réseau hydrographique en a été affecté. Tel alluvionnement dans le haut bassin s'explique par la formation d'alignements dunaires qui barrent la basse vallée ; telle entaille, par la reprise de l'écoulement vers la mer. Les mouvements eustatiques se sont répercutés jusqu'à plusieurs

1. D'après les planimétrages effectués par le Département de géographie de Dakar. Selon F. BRIGAUD, 1961, le bassin du Sénégal s'étend sur 335 000 km². De toute façon ces chiffres sont très approximatifs, puisque la limite septentrionale du bassin-versant du Sénégal est très floue.

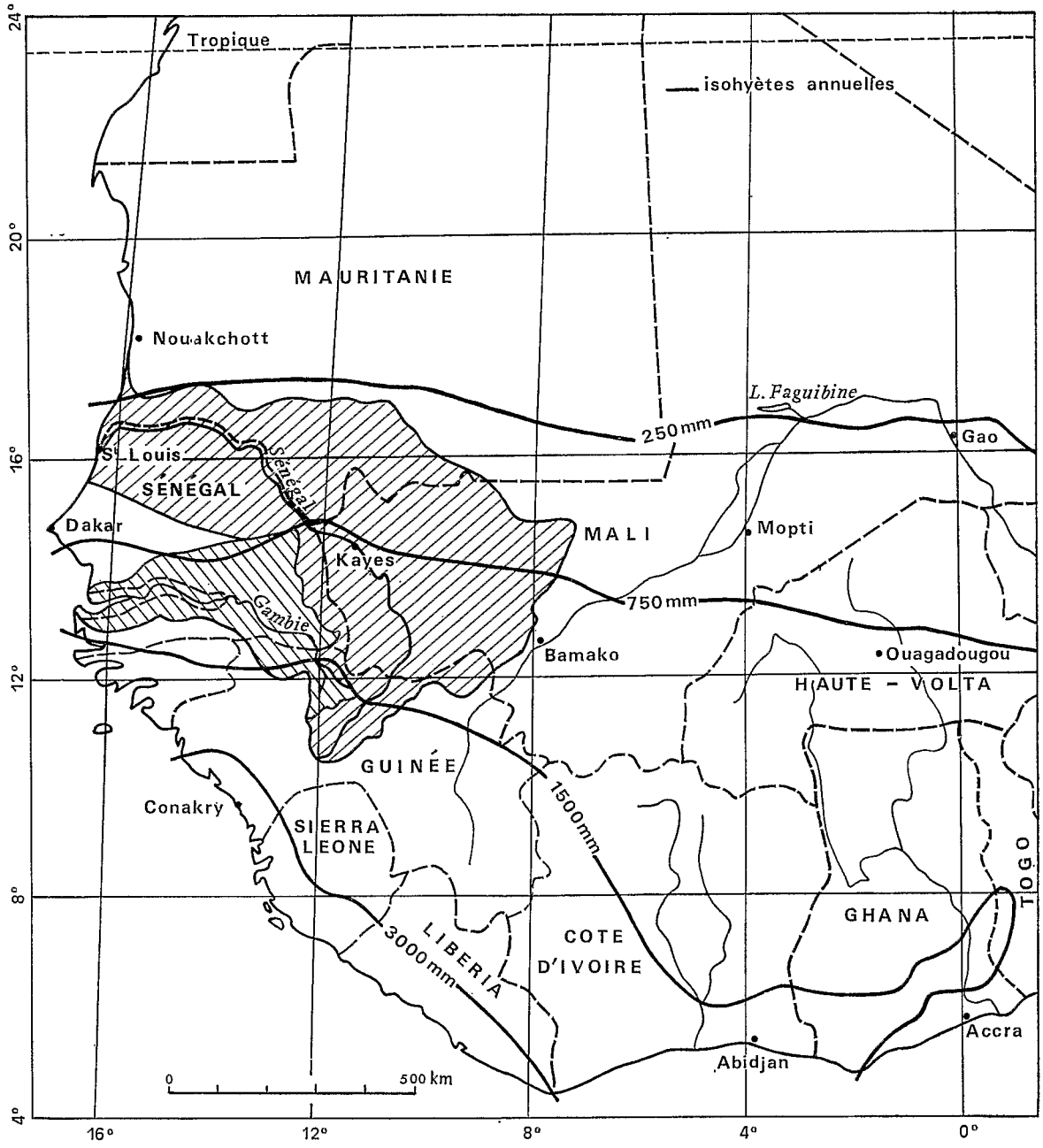


FIG. 1. — Position des bassins des fleuves Sénégal et Gambie en Afrique occidentale.

centaines de kilomètres de l'embouchure puisque la pente des deux fleuves est extrêmement faible.

Les *paysages*, qui reflètent une évolution géomorphologique souvent longue et complexe, *présentent des aspects identiques dans les deux bassins*. La Gambie se distingue seulement par la position plus méridionale de sa basse vallée, mais les deux cours d'eau, qui prennent naissance dans le même massif montagneux, le Fouta Djalon, traversent les mêmes formations géologiques et se jettent tous les deux dans l'Océan Atlantique. Ainsi *ils ont connu les mêmes vicissitudes tectoniques, climatiques et eustatiques*. C'est pourquoi nous avons choisi comme

cadre de cette étude l'ensemble des bassins du Sénégal et de la Gambie. D'ailleurs, comme les recherches géomorphologiques en Afrique occidentale se trouvent encore au stade de la reconnaissance, n'est-il pas préférable d'adopter des cadres vastes ? Mais ces synthèses à grande échelle exigent, pour être valables, des études très détaillées et très minutieuses de certains secteurs clés, qui permettent ensuite d'extrapoler les résultats à une région ou à un bassin hydrographique.

Le modelé de ce vaste domaine revêt des aspects multiples. Nous évoquerons d'abord les principaux paysages. Puis nous indiquerons le déroulement des recherches et mentionnerons la documentation photographique et cartographique qui existe actuellement pour les deux bassins fluviaux. Ensuite nous présenterons brièvement les principaux problèmes qui ont guidé notre étude et les grandes lignes du plan de ce travail.

A. LES PAYSAGES

Il est bien connu qu'en Afrique tropicale le même paysage, monotone et uniforme, se déroule très souvent sur des dizaines, voire des centaines de kilomètres[1]. Néanmoins dans les bassins du Sénégal et de la Gambie, la gamme des paysages paraît relativement riche et diversifiée, puisque *des vallées alluviales, des bas plateaux, des pays de collines et de glacis se juxtaposent aux régions montagneuses, au relief plus ou moins accusé, dont certains sommets dépassent 1 500 m dans le massif de Mali.* En longeant le cours du Sénégal, nous descendons les pentes escarpées à boisement dense du Fouta Djalon, traversons le Plateau Mandingue à la végétation déjà plus clairsemée et aboutissons à la basse vallée et au delta, bordés de grandes dunes fixées par une steppe arbustive. Les principales rivières ont ouvert des couloirs plus ou moins larges, traînées de verdure et de vie au milieu d'un pays souvent déshérité. Quelles sont les grandes artères de ce réseau et où passent les limites des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie ?

1. LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE — LES LIMITES DES DEUX BASSINS

Le fleuve Sénégal est formé par la jonction du Bafing et du Bakoy à Bafoulabé[2], à environ 130 km au Sud-Est de Kayes. La branche maîtresse, le *Bafing*[3], prend sa source dans le Fouta Djalon à 16 km au Nord-Ouest de Mamou (pl. I)[4]. Il se dirige vers le Nord-Est et reçoit après un parcours de 150 km un affluent de débit presque égal, la *Téné.* Le Bafing se faufile ensuite dans les contreforts orientaux du Fouta Djalon, puis traverse le Plateau Mandingue en suivant une direction sensiblement S-N. Le *Bakoy* vient de la bordure septentrionale du bassin de Siguiri. Après avoir coulé à faible distance du Tinkisso, affluent du Niger, il s'encaisse dans le Plateau Mandingue, se dirigeant vers le Nord-Ouest pour rejoindre le Bafing. Il a été grossi près de Toukoto par le *Baoulé,* qui présente un tracé très curieux. Cette rivière se forme à l'extrémité sud-est du Plateau Mandingue, à une trentaine de kilomètres seulement de la vallée du Niger. Elle coule d'abord plein Nord. Au-delà du 14e parallèle elle dessine une grande boucle et prend une direction SW pour se jeter dans le Bakoy.

Constitué ainsi par la confluence de plusieurs rivières, le Sénégal franchit les derniers bancs de grès dur du Plateau Mandingue par les chutes de Gouina et de Félou. Il reçoit à Kayes, sur sa droite, la *Kolinbiné,* cours d'eau composite, dont les différentes branches sortent du

1. Ce fait a été rappelé par S. DAVEAU, 1962.
2. Bafoulabé : en langue malinké, le confluent de deux fleuves (*ba* : fleuve, *foula* : deux, *bé* : rencontre, confluent).
3. Chaque fois qu'elles sont connues, les étymologies des noms et termes vernaculaires sont données dans le glossaire à la fin de l'ouvrage.
4. pl. = planche hors texte ; ces planches sont regroupées dans le tome 3.

massif qui s'élève de Bafoulabé à Nioro-du-Sahel. Entre Kayes et Bakel se situent les confluents de la Falémé et du Karakoro. La *Falémé* descend des premières hauteurs du Fouta Djalon. Formée par la réunion du Balin-Ko et du Kounda-Ko, elle coule dans une zone basse, à l'Ouest du Plateau Mandingue. Le *Karakoro* vient de la région de Kiffa et se dirige vers le Sud en suivant un couloir limité par les massifs de l'Afollé et de l'Assaba. En aval de Bakel, le Sénégal ne reçoit plus que trois petits affluents, tous les trois sur sa droite : l'oued *Gharfa*, le *Gorgol* et l'oued *Savalel;* ce dernier le rejoint près de Kaédi, soit à 500 km de l'embouchure. La longueur du fleuve Sénégal, en y incluant le Bafing, atteint 1 790 km[1].

La Gambie prend aussi naissance au cœur du Fouta Djalon, à une quinzaine de kilomètres au Nord de Labé. Après avoir contourné le massif de Mali et traversé ses contreforts septentrionaux, elle coule, comme la Falémé, dans une zone basse, accidentée seulement de quelques buttes et crêtes. Dans cette région la Gambie reçoit plusieurs affluents : sur sa gauche, le *Tiokoye* et la *Diarha;* sur sa droite le *Niokolo-Koba* (pl. I). Vers l'aval, le fleuve traverse des bas plateaux ; avant le territoire gambien il est rejoint par le *Niéri-Ko* et par la *Koulountou*, son plus gros affluent, issu des contreforts du Fouta Djalon[2]. Le *Sandougou*, qui draine la région de Tambacounda, est son dernier affluent d'une certaine importance. La Gambie mesure environ 1 150 km de long[3].

Les bassins-versants des deux fleuves s'étendent sur le territoire de plusieurs États : Guinée, Mali, Mauritanie, Sénégal et Gambie. Leur limite méridionale peut être tracée aisément (pl. I). Elle se situe d'Ouest en Est, dans les régions septentrionales de la Casamance, longe à faible distance la frontière de la Guinée portugaise, traverse l'extrémité méridionale des Monts Bassari. La limite s'incurve à Mali vers le Sud, passe par Labé et Dalaba. Elle prend ensuite une direction NE. *Les deux bassins réunis englobent ainsi la majeure partie du Fouta Djalon, tout le Plateau Mandingue et mordent en outre sur le bassin de Siguiri.* A l'Est, la limite passe à proximité de Bamako, puis elle s'infléchit vers le Nord, oscillant entre les méridiens 8° et 7°30′ Ouest.

La limite septentrionale est plus difficile à tracer. Le vaste ensemble de dunes fixées, qui s'étend au Nord de la basse vallée du Sénégal est entièrement aréique. Le *lac Rkiz*, blotti dans les dunes, se rattache au fleuve Sénégal puisqu'il est alimenté par plusieurs défluents. L'oued Ketchi se situe déjà en dehors, car il se perd dans le lac d'Aleg, vaste mare temporaire. Vers l'Est, la limite atteint le parallèle 17°30′, s'insinue entre les massifs du Tagant et de l'Assaba, ce dernier étant drainé par les réseaux du Gorgol et de l'oued Gharfa. Elle devient alors très imprécise. Une partie seulement des oueds du plateau de l'Afollé rejoignent le Karakoro et le Wadou, une des branches supérieures de la Kolinbiné. D'ailleurs le *Wadou* lui-même a fonctionné à certaines périodes du Quaternaire comme cours d'eau endoréique. Près de Nioro-du-Sahel la limite s'approche du 15e parallèle et le suit approximativement vers l'Est. Nous englobons dans le bassin du Sénégal la « vallée du Serpent », vallée morte qui semble être un ancien lit du Baoulé avant sa capture par un affluent du Bakoy[4].

Vers l'Ouest, les deux bassins hydrographiques ne restent pas contigus ; leurs limites s'écartent peu à peu (fig. 2). Les régions médianes de la République du Sénégal sont sillonnées par les vallées mortes du Sine et du Saloum et par quelques marigots, qui se jettent directement dans la mer. Le réseau du Ferlo, tombé aussi en décrépitude, se rattache à la basse vallée du Sénégal par la *vallée du Bounoum* et le *lac de Guier*. La crue du fleuve remplit le lac ; elle remontait sur plusieurs dizaines de kilomètres la vallée du Bounoum avant la construction du barrage à l'extrémité sud du lac.

Voici, tracées rapidement, les limites des deux bassins-versants qui constituent le cadre de notre étude. Nous nous sommes tenus à ces limites, qui offrent un champ d'investigations suffisamment vaste. Nous les avons débordées seulement au Sud-Ouest et à l'Ouest, par

1. F. Brigaud, 1961.
2. Le cours supérieur de cette rivière est appelé Kouréniaki.
3. D'après les mesures faites sur les cartes au 1/200 000 ; cependant F. Brigaud n'indique que 850 km (1961, p. 63).
4. Cf. R. Dars, 1956 ; nous reviendrons ultérieurement sur ce problème.

des recherches en Casamance et dans la région des niayes, qui s'étend à l'arrière du littoral depuis l'extrémité sud du Delta du Sénégal jusqu'à Dakar (fig. 2). Ces études complémentaires permettent de mieux saisir certains aspects de l'évolution récente.

2. PRÉSENTATION DU RELIEF

A l'intérieur de ces deux bassins les paysages se diversifient et montrent bien des nuances. Néanmoins il est relativement aisé de délimiter dans cette mosaïque de grandes entités régionales, des « provinces géomorphologiques » à l'échelle africaine. Une première division s'impose : les hauts bassins, au modelé vigoureux, où plusieurs massifs d'importance inégale s'élèvent au-dessus de « bas-pays », s'opposent aux basses vallées, démesurément larges, s'allongeant dans des régions de bas plateaux aux formes généralement molles[1].

a. Les hauts bassins

Le massif du ***Fouta Djalon*** domine de ses masses lourdes et sombres les pays environnants. Il s'élève jusqu'à 1 538 m au Mont Loura, dans le massif de Mali, et atteint 1 425 m, plus au Sud, dans les environs de Dalaba. Ce vaste massif ne constitue pas un bloc homogène mais présente des aspects variés. De hautes terres, à peine incisées par les petits cours d'eau, se déroulent de Pita à Labé entre 1 000 et 1 100 m, limitées à l'Est par des plateaux latéritiques[2], qui se terminent par des corniches impressionnantes de grès quartzite ou de dolérite. Dans les régions de Dongol Sigon, Tougué, Dinguiraye s'étendent de vastes bowé[3] à cuirasse localement bauxitique ; de leur surface mollement ondulée, se situant entre 800 et 950 m, on domine de 200 à 300 m les profondes entailles de la Gambie ou du Bafing et de leurs affluents. Vers le Nord, le massif de Mali, véritable bastion avancé, s'élève à plus de 1 000 m au-dessus des premiers plateaux du Fouta Djalon ; ses remparts de dolérites, austères et dénudés, contrastent avec les petites vallées riantes, blotties à l'intérieur du massif. Les grandes crêtes, qui séparent une série de bassins à l'Ouest de la Gambie, ainsi que les plateaux latéritiques du Fantofa à 550-600 m, entre la Gambie et le Bafing, constituent les contreforts septentrionaux de cet ensemble montagneux.

Les surfaces étagées, couvertes d'un épais manteau latéritique, disposées en gradins gigantesques, apparaissent comme un des traits majeurs du paysage. Elles ont été plus ou moins morcelées par les entailles du réseau hydrographique. Mais celles-ci montrent aussi des aspects différents. Au cœur du massif, les petits cours d'eau coulent dans des vallons larges et peu profonds, tapissés de sable argileux ; lorsqu'ils se rejoignent, ils forment de petits bassins intérieurs perchés, tel celui de Dongol Sigon. Vers l'aval, les vallées se rétrécissent et s'approfondissent rapidement. Les rivières franchissent par une série de rapides et de cascades les barres et pointements de roches dures, dolérite et grès quartzite notamment. Puis les grandes rivières coulent souvent dans de vastes bassins, dont les surfaces faiblement inclinées vers les cours d'eau sont couvertes d'une cuirasse ferrugineuse. Les plus puissantes, comme la Gambie, ont défoncé les bassins et plusieurs glacis cuirassés s'étagent au-dessus des vallées souvent rétrécies en gorges.

Le ***Plateau Mandingue*** fait suite au Fouta Djalon vers le Nord-Est, constitué comme lui surtout de formations gréseuses traversées de sills de dolérite. Il est cependant moins élevé et n'atteint que 800 m dans sa partie la plus haute, près du rebord méridional. Il ne s'agit pas, comme le laisserait croire son nom, d'un vaste plateau homogène, mais d'une

1. Les chercheurs de la Mission d'Aménagement du Sénégal distinguent pour le fleuve Sénégal : la « Vallée », de l'embouchure jusqu'à Bakel, et le « Haut-Bassin ». Pour la description du relief des deux bassins hydrographiques nous utilisons ce classement commode, sans perdre de vue que les hauts bassins englobent quelques régions de faible altitude.
2. Comme le mot latérite est souvent employé dans des sens divers, je définis l'usage de ce terme dans la 2e partie, chap. I, B 2.
3. Mot vernaculaire, utilisé couramment par les géographes d'expression française ; cf. le glossaire (bowal, pluriel bowé).

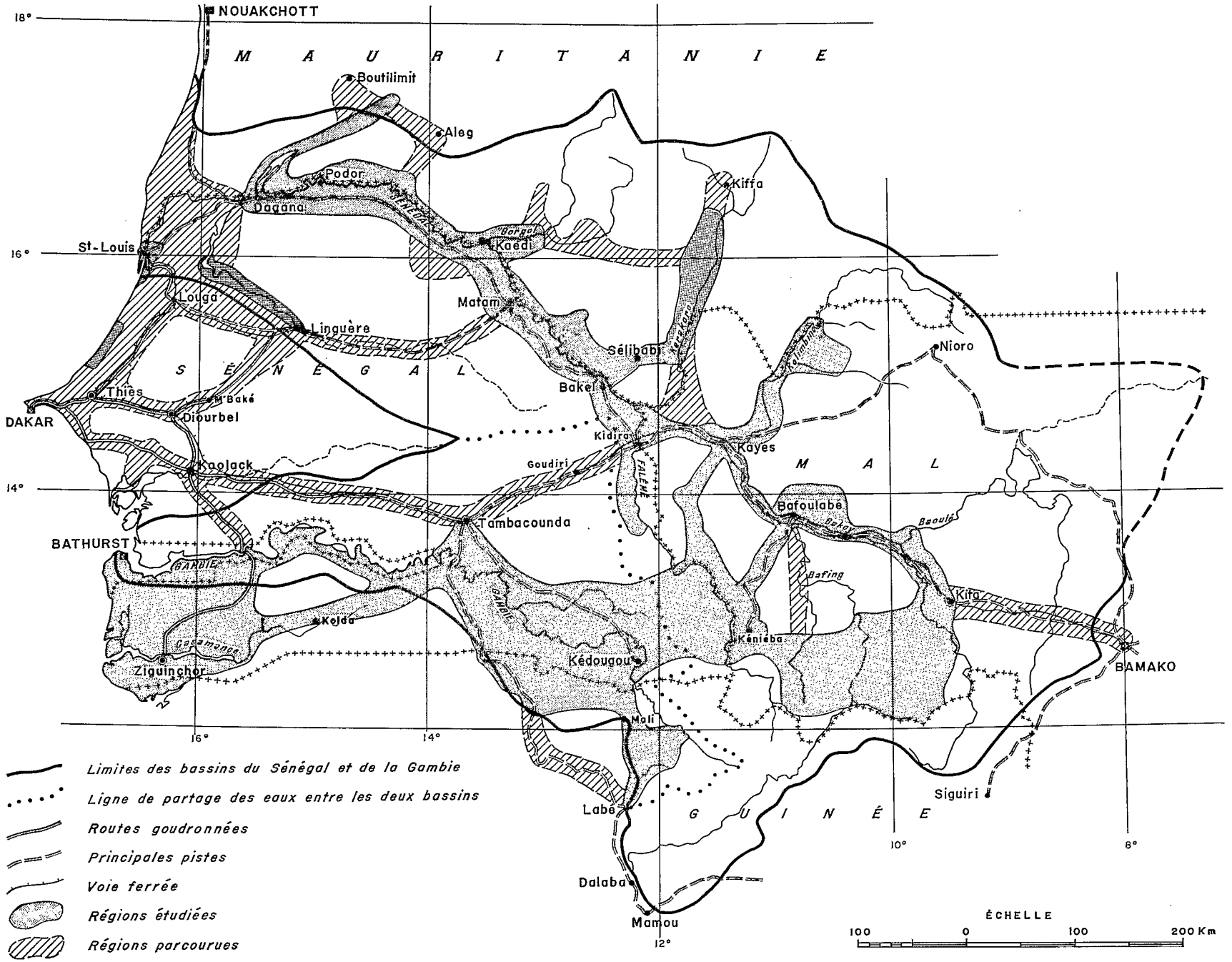


FIG. 2. — Localisation des recherches effectuées dans les deux bassins fluviaux et au Sénégal occidental.

succession de plateaux, d'altitudes variables, séparés par des alvéoles, des couloirs ou des plaines. C'est uniquement sur ses bordures que le Plateau Mandingue présente une allure massive, se terminant à l'Ouest par la « falaise » de Tambaoura, au-dessus de la plaine de la Falémé, et au Sud par les Monts Mandingue, au-dessus du bassin de Siguiri. Son aspect change du Sud au Nord. *Dans la partie méridionale, de nombreux plateaux latéritiques s'élèvent aux altitudes de 550 à 700 m. Ces plateaux se terminent souvent par des versants en pente douce (15° à 20°), couverts comme eux d'un manteau latéritique;* à leur base se développent les glacis cuirassés. *Au Nord s'étendent des surfaces planes sableuses ou rocheuses, souvent très vastes, au milieu desquelles se dressent subitement des inselbergs et des plateaux gréseux à corniches.* Les formations cuirassées deviennent rares et ne marquent plus le paysage. Les grandes rivières, Bafing, Bakoy, Baoulé coulent tantôt dans de larges plaines, tantôt s'encaissent dans les plateaux de grès, passant d'une diaclase à l'autre par des coudes brusques.

Au Nord-Est de Bafoulabé se dresse un massif constitué surtout d'épais sills de dolérite[1]. Vu de la vallée inférieure du Bakoy ou de celle de la Kolinbiné, qu'il domine de plus de 300 m, il a l'aspect d'une muraille à peine échancrée. Mais lorsqu'on le pénètre ou le survole, on remarque qu'il est profondément disséqué par de nombreux talwegs très ramifiés. Dans la partie sud, de petits plateaux latéritiques restent perchés entre 450 et 550 m, au-dessus des corniches de dolérite. Vers le Nord, jusqu'à Yélimané et Nioro-du-Sahel, se succèdent des crêtes et des hauteurs très articulées dans le détail, d'altitude variable mais presque toujours inférieure à 400 m.

Au Nord des contreforts du Fouta Djalon et à l'Ouest du Plateau Mandingue se déroulent des paysages monotones, traversés par deux grandes rivières : ce sont les ***pays de la Falémé et de la moyenne Gambie***. L'altitude moyenne n'y dépasse guère 150 m. Mais des études précises montrent une topographie accidentée dans le détail. *Quelques petits massifs s'élèvent à 350-450 m.* La forme tabulaire de certains sommets indique la présence d'un recouvrement latéritique. Les principales hauteurs sont les *Monts Bassari*, succession de buttes qui se dressent à partir des contreforts du Fouta Djalon jusque vers Niokolo Koba, et les petits massifs au Nord-Ouest de Kédougou, à l'intérieur de « la boucle » de la Gambie. De multiples ravins creusent les flancs de ces buttes. *En contrebas s'étalent de vastes glacis à revêtement ferrugineux, souvent étagés en marches d'escalier successives;* leur cuirasse peut être partiellement démantelée. Des roches très diverses affleurent : granites, « roches vertes », schistes, grès argileux, etc. Sur ces formations imperméables, quand elles sont saines, s'est développé un réseau hydrographique dense et hiérarchisé. Le chevelu de petits cours d'eau temporaires aboutit à quelques grands collecteurs : Gambie, Falémé et leurs principaux affluents. Leur prospection révèle la présence de dépôts graveleux cimentés par le fer en *lambeaux de terrasses* au-dessus du lit majeur ou, plus fréquemment, dans le lit mineur sous un recouvrement de matériau plus fin, sablo-argileux.

Dans la ***partie nord-est du bassin du Sénégal*** des plaines alternent avec des plateaux. Le modelé s'aplatit dans la *région de Kayes* et vers le *confluent Falémé-Sénégal*. Les altitudes absolues restent inférieures à 100 m. Les glacis cuirassés ont disparu. Les terrains sableux ou caillouteux, à pente insensible, s'étendent à perte de vue. On observe aussi un développement des *anciennes alluvions sablo-argileuses*, qui ourlent les grands cours d'eau parfois sur une largeur de plusieurs kilomètres et dominent les lits majeurs de quelques mètres. Leur bordure est souvent transformée en badlands par un ravinement intense. Des dépôts plus sableux s'étirent le long du lit mineur.

Les *vallées de la Kolinbiné et du Karakoro*, au Nord et au Nord-Est de Kayes, s'allongent entre le massif doléritique de Bafoulabé et les massifs gréseux de l'Afollé et de l'Assaba (pl. I). Une des branches supérieures de la Kolinbiné entaille en gorge un niveau de grès quartzite de l'Afollé. Vers l'aval, le lit majeur de la Kolinbiné s'élargit considérablement et forme la

1. R. CHUDEAU le désignait par le nom vernaculaire Nourou-Krou. Comme ce nom n'est plus usité, nous préférons l'appeler simplement *massif de Bafoulabé.*

« mare » Magui, longue de 30 km et large de 5 km. *Les dépôts sablo-argileux couvrent de vastes surfaces, notamment dans les régions de Yélimané et de Bouli.* Plus au Nord se succèdent des alignements de dunes fixées, que traversent maintenant le cours supérieur du Karakoro et le Wadou. Le massif de l'***Afollé*** apparaît comme un ensemble hétérogène de reliefs gréseux, parfois étagés, entourés de plaines partiellement ensablées. Très large au Nord, il se termine en pointe vers le Sud près de Kayes. Le massif de l'***Assaba***, beaucoup plus homogène, s'allonge du Nord au Sud sur environ 180 km entre la vallée du Karakoro et les cours supérieurs du Gorgol et de l'oued Gharfa ; sa largeur ne dépasse guère 25 km. *Des plateaux s'étagent et se terminent par des corniches subverticales, parfois en surplomb, au-dessus de versants couverts d'éboulis ;* de leur rebord nous dominons les entailles des oueds de 100 à 200 m. Quelques-uns de ces plateaux portent encore des restes de cuirasse latéritique ; les plus élevés dépassent 400 m. De grands escarpements, souvent rectilignes, limitent ce massif tabulaire.

A l'Ouest et au Sud-Ouest de l'Assaba s'étend une zone basse, qui prolonge vers le Nord la plaine de la Falémé. De vastes glacis se développent au pied de petits reliefs. Des chaînons parallèles, les *Monts Oua Oua*, s'étirent de l'oued Gharfa jusqu'au Gorgol Blanc, sur plus d'une centaine de kilomètres (pl. I). Le Gorgol Noir les franchit dans la région de Mbout par le défilé de Foum Gleïta[1]. A l'Est, au pied de l'Assaba, et dans la région de Bakel pointent de *nombreuses buttes et collines*. Ces hauteurs, dont l'altitude relative dépasse rarement 50 m, sont presque toujours formées de quartzite. De *vastes glacis*, parsemés de débris de quartz filonien ou de gravillons ferrugineux, recoupent surtout des schistes. Sur ces roches imperméables s'est constitué un chevelu hydrographique très dense et bien hiérarchisé. Les oueds, petits et grands, serpentent au milieu des alluvions sableuses de leur lit majeur. Les grandes artères de drainage, le Sénégal et le Gorgol, abordent vers l'aval des bas plateaux gréseux. Nous entrons dans le domaine des basses vallées.

b. Les basses vallées et leurs bordures

Le fleuve ***Sénégal*** coule à partir de Dembakané, à 40 km en aval de Bakel, dans les grès tendres argileux. Sa vallée s'élargit rapidement : le lit majeur, large de 2 à 3 km près de Bakel, dépasse les 20 km à la hauteur de Maghama. *Cette grande vallée alluviale s'allonge sur environ 400 km de Dembakané jusqu'à Richard-Toll.* De direction d'abord SE-NW, puis E-W à partir de Bogué, la vallée dessine un immense arc de cercle, qui brise la monotonie et l'uniformité des paysages soudanien et sahélien. *Sa largeur varie de 10 à 25 km.* Comme le notait L. Papy (1951, p. 2), c'est « à la limite du désert un type original de basse vallée... : un « Val » aux dimensions de l'Afrique ». Le Gorgol coule aussi d'El-Kseïba à Kaédi dans une vallée alluviale, large de 3,5 à 8 km, longue de 45 km, réplique en plus petit de celle du Sénégal.

Comme toutes les grandes vallées alluviales, celle du fleuve Sénégal présente des microreliefs très enchevêtrés, que montrent bien les cartes au 1/50 000 de la Mission d'Aménagement du Sénégal. *Elle est sillonnée par des systèmes de hautes levées, partiellement insubmersibles, même par forte crue.* Ces levées accompagnent soit le cours actuel du fleuve, soit d'anciens bras et défluents. Le lit mineur dessine souvent de grandes boucles, soulignées par des faisceaux successifs de levées plus petites et plus basses. Plusieurs de ces méandres sont recoupés maintenant. A l'étiage apparaissent de nombreux bancs de sables et plusieurs seuils rocheux entre Matam et Dioudé Diabé (pl. I). *Les systèmes de levées compartimentent le lit majeur en une multitude de cuvettes plus ou moins vastes, aux contours très variés.* Leurs sols argileux, découpés en polygones par les fentes de rétraction pendant la saison sèche, se distinguent nettement du matériau riche en limon et sable fin des levées. Dans les parties très basses les eaux stagnent encore longtemps après la décrue. Des mares jalonnent les anciens bras ou occupent des creux entre les faisceaux de levés.

1. Ces deux branches du cours supérieur du Gorgol sont aussi appelées : Gorgol Blanc = G. el-Abiod, Gorgol Noir = G. el-Akhdar.

A partir de Richard-Toll les levées s'aplatissent, les microreliefs s'estompent peu à peu, la zone d'inondation s'élargit. *Le Sénégal entre dans le Delta*[1], région plate et monotone, accidentée seulement dans sa partie sud-ouest par la présence d'anciennes dunes. Les sols deviennent de plus en plus salés et à l'Ouest s'étendent de petites vasières et des sebkhas derrière les dunes du cordon littoral[2]. Le Sénégal décrit un grand coude, se dirigeant vers le Sud–Sud-Ouest pour se jeter dans la mer à une vingtaine de kilomètres en aval de Saint-Louis[3]. De petits bras partent du fleuve après Richard-Toll mais ils le rejoignent à nouveau en amont de Saint-Louis, avant l'embouchure. Deux cuvettes lacustres, peu profondes, alimentées par les crues du Sénégal, s'allongent de part et d'autre de la basse vallée : le lac Rkiz et le lac de Guier, qui sert maintenant de réservoir au casier rizicole de Richard-Toll[4].

Les paysages en bordure de la vallée alluviale se modifient entre Dembakané et le Delta. *Dans les régions de Matam et de Kaédi se dressent des buttes* de grès argileux bariolés, souvent coiffées d'un chapeau sombre de cuirasse ferrugineuse. Elles dominent de 30 à 50 m des glacis sableux. Les petites hauteurs disparaissent vers Bogué et font place à de *grands alignements de dunes fixées* au sable rouge ou brun rouge ; *ces dunes se suivent régulièrement le long de la bordure septentrionale de la vallée ;* elles représentent l'extrémité d'un ancien erg, qui s'étend sur tout le Trarza et la majeure partie du Brakna[5]. Au Sud de la vallée n'existent qu'un petit massif et quelques dunes isolées. Partout ailleurs un bas plateau de quelques mètres d'altitude relative frange le lit majeur ; une mince couche de sable recouvre une cuirasse ferrugineuse, qui apparaît dans plusieurs carrières au bord de la vallée. Le plateau s'élève vers le Sud, où il est faiblement entaillé par le réseau de vallées mortes du Ferlo. Ses diverses branches se rejoignent près de Linguère et forment la vallée du Bounoum, qui traverse plusieurs alignements dunaires pour rejoindre le lac de Guier.

Ces dunes fixées réapparaissent au Sud du Delta, dans la région littorale, et s'étendent jusque dans la presqu'île du Cap-Vert. Au contact de ces dunes anciennes et des *dunes vives ou partiellement fixées du cordon littoral,* s'égrène un chapelet de lacs ou de mares, inondées de façon temporaire par la nappe phréatique[6] : c'est la région des niayes[7].

La ***Gambie*** coule aussi à travers des plateaux de grès argileux bariolé, depuis Badi jusqu'à l'embouchure, soit sur une distance de 400 km (pl. I). *Elle a façonné une vallée alluviale, mais sa largeur n'excède pas 6 km.* Son microrelief ne présente pas le même enchevêtrement que dans la vallée du Sénégal. Le système de hautes levées ne borde que le cours de la Gambie. Il ne subsiste pas de traces d'anciens bras. Le lit mineur dessine de grandes boucles mais aucune n'est recoupée. Le faisceau de levées isole des cuvettes au sol argileux, dont le fond est parfois occupé par une mare. *Ces levées se rétrécissent et disparaissent déjà dans les environs de Kudang, soit à 180 km de l'embouchure.* A l'aval, de petites vasières, que traversent des chenaux de marées, se nichent dans les anfractuosités du plateau gréseux. La Gambie se divise souvent en plusieurs bras enserrant de grandes îles. Son lit mineur s'élargit progressivement et *se termine par un grand estuaire :* c'est un bel exemple de *ria.*

Le long de la Gambie, le plateau gréseux est aussi couvert d'une cuirasse ferrugineuse, qui forme parfois corniche. D'autres niveaux indurés par le fer apparaissent par des ressauts dans les versants ou coiffent de petites buttes. Le plateau s'avance en plusieurs points jusqu'aux rives de la Gambie. Il s'abaisse progressivement vers l'Ouest, de 50 m à 20 m, et se termine au Sud-Ouest de l'embouchure par une série de *petites falaises.* Comme le fleuve reste enserré dans ce plateau jusqu'à l'océan, les paysages de la Basse-Gambie ne ressemblent

1. C'est le nom d'une région : elle ne correspond que partiellement à l'ancien delta du fleuve, qui s'est formé à partir de Bogué (cf. 5e partie, chap. II, C 2) ; c'est pourquoi je l'écris avec une majuscule.
2. Cf. J. TRICART, 1954 c et 1955 b.
3. Son embouchure se déplace périodiquement. Alors qu'elle se situait à environ 25 km au Sud de Saint-Louis, une rupture du mince cordon sableux, qui sépare le fleuve de l'océan, s'est produite en mars 1959 près de Gandiol (cf. F. BRIGAUD, 1961, p. 50). Depuis lors, l'embouchure s'est à nouveau déplacée vers le Sud de plusieurs kilomètres (fig. 102).
4. Cf. L. PAPY, 1951.
5. Cf. P. ELOUARD, 1959.
6. Cf. P. MICHEL, 1955.
7. Terme ouolof qui signifie bas-fond humide.

guère à ceux de la Basse-Casamance, où les vasières colonisées par la mangrove, sillonnées par un dédale de chenaux de marée, s'étendent à perte de vue.

Diverses missions, complétées par de petites tournées, nous ont permis de parcourir toute l'étendue des bassins du Sénégal et de la Gambie, sauf la moyenne vallée du Baoulé et les hautes vallées du Bafing et du Bakoy. Nous avons pu étudier en détail certaines régions, qui présentent un grand intérêt géomorphologique : la vallée du Sénégal et ses bordures, les vallées du Karakoro et de la Kolinbiné, les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie, le Plateau Mandingue méridional, certaines parties du Fouta Djalon (fig. 2). Aucune de ces régions n'avait jusqu'à présent fait l'objet d'études systématiques, mais nous avons cependant tiré profit des observations de quelques géographes, qui ont visité ou traversé certaines contrées de ce vaste ensemble.

B. DÉROULEMENT DES RECHERCHES

Les recherches géomorphologiques en Afrique occidentale en général, dans les bassins du Sénégal et de la Gambie en particulier, sont très récentes. Elles ont été amorcées dans les années 1930 à 1935 mais elles ne se sont intensifiées qu'après 1950. Nous avons pu glaner quelques observations très dispersées, mais souvent intéressantes, dans les récits de certains explorateurs du XIXe siècle et surtout dans les ouvrages des premiers géologues, qui ont parcouru ces régions dès le début du XXe siècle.

1. ÉTUDES ANTÉRIEURES (1900-1954)

On peut considérer J. CHAUTARD, R. CHUDEAU, R. FURON et H. HUBERT comme les pionniers des recherches géologiques et les précurseurs des études géomorphologiques. *Ils ont exploré la majeure partie de ces deux bassins fluviaux, décrit les principales formations géologiques et signalé quelques-uns des dépôts superficiels.*

J. CHAUTARD a parcouru le Fouta Djalon, principalement le long de la voie ferrée de Conakry à Kankan, dans les années 1903-1904[1]. La plupart de ses remarques sur l'altération et la fragmentation des roches sont encore valables de nos jours. H. HUBERT a reconnu, au cours de diverses missions, les séries stratigraphiques et certaines formations superficielles du Sénégal et du Soudan occidental[2]. Il a d'ailleurs établi la première carte géologique d'ensemble de l'Afrique occidentale à l'échelle du 1/5 000 000. A la même époque (1908-1921) R. CHUDEAU multipliait les observations en Mauritanie méridionale et sur le Plateau Mandingue[3]. R. FURON a travaillé un peu plus tard (1928-1933) dans la région de Kayes et dans le Hodh[4]. Il faut signaler pour la même période les études de l'agronome Y. HENRY dans la basse vallée du Sénégal et sur le pourtour du lac de Guier[5], ainsi que les observations très précises du géologue britannique W. C. COOPER le long de la basse Gambie[6].

Les premières observations de géographes sur la géomorphologie de ces vastes régions ne remontent qu'aux années 1930-1935. E. F. GAUTIER présente en 1931 une note sur « le modelé du Sénégal et de la Guinée ». Cet auteur s'intéresse spécialement au relief très tourmenté de la Basse et Moyenne-Guinée et complète ses rapides observations sur le terrain par l'étude des cartes au 1/200 000, qui venaient de paraître[7]. Ch. ROBEQUAIN profite d'une mission

1. J. CHAUTARD, 1905.
2. H. HUBERT, 1917 a et b.
3. R. CHUDEAU, 1910, 1917, 1921 a.
4. R. FURON, 1928.
5. Y. HENRY, 1918.
6. W. C. COOPER, 1927.
7. E. F. GAUTIER, 1932, repris dans son ouvrage plus général publié en 1943.

en Afrique occidentale pour traverser le Fouta Djalon et à son retour, en livrant ses impressions de voyage, évoque certains problèmes morphologiques, dont celui de l'origine et de la formation des glacis cuirassés[1]. L. AUFRÈRE publie à cette époque une mise au point sur les latérites, qui s'appuie surtout sur des observations faites en Guinée et reprend en partie les théories de E. F. GAUTIER[2]. Auparavant L. AUFRÈRE avait essayé d'expliquer la formation des grands alignements dunaires longitudinaux, si fréquents dans les ergs du Sahara et qui s'avancent vers le Sud-Ouest jusqu'à la basse vallée du Sénégal[3].

Les levées géologiques se multiplient et s'intensifient pendant cette période. Les rapports inédits des géologues contiennent parfois des remarques d'ordre géomorphologique. Pour les bassins du Sénégal et de la Gambie il faut citer les travaux de L. BAUD, R. GOLOUBINOW[4], F. JACQUET, M. NICKLÈS[5]. Les résultats de ces recherches sont synthétisés par les cartes géologiques à l'échelle du 1/500 000 ou du 1/1 000 000, dont, la publication ne commence qu'en 1943. Le géologue E. DE CHÉTELAT, assurant le levé de la région nord-ouest de la Guinée qui englobe une partie du bassin de la Koulountou, affluent de la Gambie, prête une attention particulière aux formations de « latérite » et aux formes de relief qu'elles engendrent[6]. L'énoncé du titre de sa thèse « Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée française » n'est-il pas significatif ? C'est l'époque aussi des études de Y. URVOY sur les « bassins du Niger »[7]. L'aire de ses observations déborde largement le bassin hydrographique du Niger puisqu'on trouve dans son ouvrage des remarques sur le Plateau Mandingue et sur la vallée du Sénégal entre Bafoulabé et Kayes.

La période 1940-1945 connaît un ralentissement des recherches. Cependant *plusieurs jeunes géographes ont alors l'occasion de venir en Afrique.* J. RICHARD-MOLARD et G. SAUTTER choisissent le Fouta Djalon, qui, il faut bien le dire, est une des régions les plus attirantes de l'Afrique occidentale pour un géographe. G. SAUTTER brosse un tableau très général de la géologie et du relief de ce massif montagneux[8] ; J. RICHARD-MOLARD pousse ses investigations dans le domaine humain, après avoir évoqué, de façon remarquable, le cadre physique[9]. Par ailleurs, J. Ch. LECLERC publie un premier essai de synthèse sur le relief de l'Afrique occidentale[10].

Les recherches ne sont reprises que plusieurs années après la fin de la guerre. Il a fallu que de nouveaux chercheurs arrivent à pied d'œuvre et qu'ils disposent de moyens matériels. Heureusement pour la recherche géomorphologique, *des organismes* existant déjà avant-guerre se développent et de nouveaux se créent. Ils *accueillent des chercheurs ou demandent des études à des spécialistes de géomorphologie.* Ainsi P. PÉLISSIER et G. ROUGERIE, alors géographes à l'Institut français d'Afrique noire (I.F.A.N.), étudient la morphologie du bassin de Siguiri[11], traversé par le Niger et ses affluents, mais où le Bakoy prend aussi sa source[12]. Les premiers travaux de la Mission d'aménagement du Sénégal (M.A.S.) permettent à L. PAPY d'examiner les problèmes de la mise en valeur de la basse vallée et du Delta du Sénégal ; dans la présentation physique apparaissent bien l'importance et l'enchevêtrement du microrelief de cette vallée alluviale[13].

C'est pour résoudre des problèmes d'aménagement que A. GUILCHER et J. TRICART, accompagné de quelques-uns de ses élèves, *effectuent en 1953-1954, à la demande de la M.A.S.*,

1. Ch. ROBEQUAIN, 1937, et Ch. ROBEQUAIN, P. CHOUARD, 1937.
2. L. AUFRÈRE, 1933.
3. L. AUFRÈRE, 1931.
4. R. GOLOUBINOW, 1936, 1938 b.
5. M. NICKLÈS, 1935, 1936.
6. E. DE CHÉTELAT, 1933, 1938.
7. Y. URVOY, 1942.
8. G. SAUTTER, 1944.
9. J. RICHARD-MOLARD, 1942, 1944.
10. J. Ch. LECLERC, 1945.
11. P. PÉLISSIER, G. ROUGERIE, 1953.
12. Rappelons que cette rivière est une des branches supérieures du Sénégal.
13. L. PAPY, 1951.

des recherches géomorphologiques dans le Delta du Sénégal. A. GUILCHER étudie avec J. P. NICOLAS de l'I.F.A.N. la morphologie littorale des environs de Saint-Louis[1]. J. TRICART et ses élèves ont comme champ d'action le Delta et dressent une carte géomorphologique au 1/50 000 ; elle sera publiée avec un grand retard à l'échelle 1/100 000[2]. J. TRICART aborde en même temps l'étude du système des grandes dunes longitudinales, au sable souvent coloré en brun-rouge ou rouge, qui s'étend de part et d'autre du Delta et de la basse vallée du Sénégal[3]. Un survol du haut bassin lui permet de caractériser brièvement les différents systèmes morphogénétiques que connaît actuellement le bassin du Sénégal[4]. J. TRICART présente en outre des observations faites au cours d'une rapide tournée dans le Fouta Djalon en 1954 et montre les graves conséquences de l'érosion des sols sur la dynamique des rivières[5]. La même année J. POUQUET commence l'étude expérimentale de l'érosion des versants et des sols dans la région de Labé[6]. Mais ses premières mesures n'ont pas connu de suite.

Donc en 1954, lorsque nous avons commencé nos recherches, la reconnaissance géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Gambie était à peine amorcée. Seuls quelques secteurs limités avaient fait l'objet d'études précises : le Delta du Sénégal et sa bordure, ainsi que certaines régions de Guinée, qui se trouvent d'ailleurs presque entièrement en dehors des bassins du Sénégal et de la Gambie.

2. RECHERCHES PERSONNELLES

Nouveau venu en Afrique tropicale, nous risquions d'être dérouté aussi bien par l'immensité du domaine que par la nouveauté et la complexité des problèmes ; mais nos recherches se sont placées dès le début dans un contexte favorable, qui nous a permis d'aboutir. Nous disposions de bases topographiques solides, indispensables pour toute étude géomorphologique précise, puisque l'Institut géographique national (I.G.N.) venait d'établir la couverture de photos aériennes verticales de l'ensemble des deux bassins ; les nouvelles cartes topographiques, dressées d'après cette couverture photographique, ont paru pendant la période de nos recherches. *Surtout, nous pouvions travailler en étroite collaboration avec des pédologues et agronomes de la Mission d'aménagement du Sénégal et avec des géologues et prospecteurs de la Direction fédérale des mines et de la géologie de l'A.O.F.* (D.F.M.G.). Cet organisme, succédant au Service de géologie de l'A.O.F., a accueilli à partir de 1946 toute une équipe de jeunes géologues, prenant la relève des anciens. Certains furent chargés de compléter ou de réviser les levés de la carte géologique, d'autres furent orientés vers la prospection minière ou l'hydrogéologie. En outre, le Centre de pédologie de l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer (O.R.S.T.O.M.) à Dakar développait ses recherches, notamment au Sénégal et en Guinée, et la Société Péchiney commençait, sous l'impulsion de J. SABOT, des travaux de prospection de bauxite dans le Fouta Djalon septentrional.

Nous avons abordé ces recherches au titre de géographe à la M.A.S., service créé en 1936, qui développait alors les études dans différents domaines en vue d'un aménagement de la vallée inférieure et du Delta du Sénégal. La chronologie du Quaternaire récent, établie par J. TRICART pour le Delta[7], nous a servi de point de départ. Nous avons d'abord examiné rapidement la région des niayes, qui s'étire le long du littoral entre l'embouchure du Sénégal et Kayar[8]. *Puis nous avons étudié en détail successivement la basse vallée du Gorgol*[9], *l'extrémité*

1. A. GUILCHER, 1954 ; A. GUILCHER, J. P. NICOLAS, 1954.
2. J. TRICART, 1961 a.
3. J. TRICART, M. BROCHU, 1955.
4. J. TRICART, 1956 c.
5. J. TRICART, 1954 b, 1956 a.
6. J. POUQUET, 1956 a, b, c.
7. J. TRICART, 1955 a ; J. DUBOIS, J. TRICART, 1954.
8. P. MICHEL, 1955, 1956 a.
9. P. MICHEL, 1956 c.

sud-ouest du Delta du Sénégal[1] *et surtout la vallée alluviale de ce fleuve de Bakel à Richard-Toll*[2]. Nos observations ont porté à la fois sur les alluvions et microreliefs des vallées et sur le modelé des bordures. Nous avons prêté une attention particulière à la dynamique actuelle. En même temps J. MAYMARD poursuivait ses recherches pédologiques dans la vallée du Sénégal[3] et P. ELOUARD terminait le levé géologique des formations sédimentaires du Sud-Ouest de la Mauritanie[4].

L'affectation début 1958 au Service de géologie et de prospection minière de l'A.O.F. (S.G.P.M.)[5] *nous a permis d'élargir considérablement le domaine des recherches, en l'étendant au haut bassin du Sénégal, puis au bassin de la Gambie et à la Casamance* (fig. 2). J. VOGT avait amorcé depuis peu les études géomorphologiques dans le haut bassin du Sénégal au cours de deux missions de la D.F.M.G. : la première, dans la région de Kéniéba en 1955, lui permit d'étudier les alluvions de plusieurs petits affluents de la Falémé[6] ; la seconde consistait en une reconnaissance rapide du Plateau Mandingue[7]. Grâce à ces deux missions J. VOGT a pu proposer un premier schéma de l'évolution géomorphologique, montrant entre autres l'importance des alluvions graveleuses anciennes.

Nos études, comme celles de J. VOGT, se sont déroulées surtout dans le cadre de recherches minières, orientées soit vers la prospection de bauxite, soit vers la prospection alluvionnaire. La recherche de bauxite nous a conduit à parcourir d'abord les hauts plateaux latéritiques du Fouta Djalon septentrional et de ses contreforts à l'Ouest de la haute Gambie[8], puis ceux du Plateau Mandingue méridional[9] et du massif de Bafoulabé[10] ; sur ces derniers, des séries de puits de prospection nous ont fourni des coupes intéressantes. Les recherches de concentrations alluvionnaires nous ont amené à étudier à la fois les différentes nappes graveleuses ou sablonneuses et les dynamiques anciennes et actuelles des grands cours d'eau et de certains de leurs affluents[11]. Après deux campagnes de terrain, nous avons pu préciser et compléter le schéma établi par J. VOGT et raccorder l'évolution géomorphologique récente du haut bassin du Sénégal à celle de la vallée en aval de Bakel. Un article de synthèse, paru dans la *Revue de géomorphologie dynamique*, présentait un premier bilan de nos observations[12].

Nous avons ensuite effectué des reconnaissances dans les régions s'étendant au Nord et Nord-Est de Kayes[13] et abordé l'étude de la Casamance et de la Basse-Gambie[14] en liaison avec des recherches hydrogéologiques. La prospection minière systématique de la région cristalline du Sénégal oriental nous a permis de cerner davantage le délicat problème des glacis couverts d'un revêtement ferrugineux, si étendus en Afrique occidentale[15]. La géologie de ce secteur a été entièrement revue par J. P. BASSOT au cours des années 1958-1963[16] et les missions de prospection successives du Bureau de recherches géologiques et minières (B.R.G.M.)[17] ont abouti à des levés géologiques très détaillés. Les études géochimiques, commencées en 1960-1961 sur certains glacis à cuirasse ferrugineuse, se poursuivent[18]. En outre, les travaux

1. P. MICHEL, 1957 a.
2. P. MICHEL, 1956 b, 1957 b.
3. J. MAYMARD, 1955, 1960.
4. P. ELOUARD, 1953, 1959.
5. Nouvelle dénomination de la Direction fédérale des mines et de la géologie de l'A.O.F.
6. J. VOGT, 1955 a et b.
7. J. VOGT, 1957.
8. P. MICHEL, 1958.
9. P. MICHEL, 1960 a.
10. P. MICHEL, C. PÉREZ, 1960.
11. P. MICHEL, 1959 a.
12. P. MICHEL, 1959 b.
13. P. MICHEL, 1960 b.
14. P. MICHEL, 1960 c.
15. P. MICHEL, 1960 d, 1962 a.
16. J. P. BASSOT, 1960 a, b, 1961, 1963, 1969.
17. Société d'État française, qui a assumé la succession du Service de géologie et de prospection minière de l'A.O.F. en 1960 et dont un centre régional est installé à Dakar.
18. Elles sont effectuées principalement par J. P. LAJOINIE, géologue du B.R.G.M., et par J. WACKERMANN et A. BLOT, géologues de l'O.R.S.T.O.M.

de pédologues, notamment ceux de R. MAIGNIEN[1], nous ont beaucoup aidé dans l'étude des formations cuirassées.

En 1962-1963, de nouvelles missions dans le cadre des prospections alluvionnaires du B.R.G.M. nous ont conduit à examiner en détail les dépôts des cours moyens du Bafing et du Bakoy[2] et de plusieurs affluents de la Gambie et de la Falémé[3]. Des subventions du Centre national de la recherche scientifique (C.N.R.S.) nous ont permis d'effectuer des reconnaissances dans le haut bassin du Gorgol et sur le plateau de l'Assaba, ainsi que des tournées en compagnie de Mme S. DAVEAU-RIBEIRO, dans la région d'Akjoujt, dans le massif de l'Adrar (en 1963) et dans celui du Tagant (en 1967), pour faire des comparaisons avec le modelé et les dépôts récents de régions plus sèches[4].

Ces dernières années nous avons repris l'étude de certaines parties de la vallée alluviale et du Delta du Sénégal. La plupart de ces travaux ont été réalisés en collaboration avec le palynologiste P. ASSÉMIEN et les géologues P. ELOUARD, H. FAURE, dans le cadre de la R.C.P. n° 72[5] « Le Quaternaire du Sahel mauritanien ». Ils ont porté principalement sur la région de Bogué[6] et sur celle de Saint-Louis[7], où la datation au radiocarbone d'une douzaine d'échantillons nous a permis de préciser la chronologie des dépôts du Quaternaire récent. Dans des articles publiés récemment, nous avons résumé l'évolution géomorphologique de la vallée du Sénégal, de Bakel à l'embouchure[8] et montré le façonnement actuel de la vallée alluviale et de ses bordures[9]. Enfin au cours du Congrès panafricain de préhistoire et de l'étude du Quaternaire, qui s'est tenu à Dakar en décembre 1967, nous avons présenté « les grandes étapes de la morphogenèse dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie pendant le Quaternaire »[10].

***

Les études sur le terrain n'ont été possibles que grâce aux moyens matériels des organismes de recherche qui nous avaient accueilli. La plupart des itinéraires ont pu être effectués en véhicule automobile, le plus souvent sur des pistes en très mauvais état ou en tout terrain. Mais dans les régions montagneuses du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue ou dans des régions très isolées comme les pays de la Falémé et de la Gambie, dépourvus de pistes, nous marchions parfois des journées entières, avec une équipe de porteurs, sous un soleil brûlant. Quand on songe aux moyens dont disposaient les premiers naturalistes explorant l'Afrique occidentale, géologues ou botanistes, leurs travaux forcent l'admiration ! Plusieurs tronçons de la Gambie, de la Falémé, du Bafing ont pu être suivis à l'étiage en canot métallique à moteur hors bord, en compagnie de J. MARCHESSEAU. Grâce à sa grande expérience nous avons franchi sans encombre d'innombrables seuils ; ces « descentes » de rivières nous ont permis de lever toute une série de coupes des berges et d'examiner le façonnement des seuils rocheux. Il nous a été possible en outre d'utiliser l'hélicoptère en compagnie de J. SABOT pour la reconnaissance d'un certain nombre de hauts bowé latéritiques du Plateau Mandingue et du massif de Bafoulabé dans le cadre d'une mission de recherches de bauxite ; ainsi en 40 heures de vol, échelonnées sur dix jours, nous avons pu faire autant d'observations qu'au cours d'une campagne normale d'environ trois mois !

Nous avons complété les observations sur le terrain par des ***études de laboratoire*** en utilisant diverses méthodes d'analyse, employées de plus en plus par les géomorphologues

1. R. MAIGNIEN, 1958.
2. P. MICHEL, 1962 b.
3. P. MICHEL 1962 d, 1963 b.
4. S. DAVEAU, 1967 ; S. DAVEAU, P. MICHEL, 1969.
5. Recherches coopératives sur programme du C.N.R.S.
6. P. MICHEL, 1967 ; P. MICHEL, P. ASSÉMIEN, 1969.
7. P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE, 1967.
8. P. MICHEL, 1968 a.
9. P. MICHEL, 1968 c.
10. P. MICHEL, 1969.

et les géologues. Les analyses chimiques et les études de minéraux lourds ont été faites par les laboratoires du B.R.G.M. à Dakar. Le Laboratoire de géologie de Strasbourg a assumé l'étude de la fraction argileuse de plusieurs séries d'échantillons. Certains géologues du B.R.G.M. ont bien voulu examiner avec nous des plaques minces, taillées dans des roches ou dans des formations indurées par le fer. Nous avons effectué avec un aide technique les mesures et les calculs d'indices d'émoussé et d'aplatissement de lots de galets de quartz et de grès. La granulométrie de la fraction sableuse des échantillons a été établie soit par le laboratoire des Travaux publics à Dakar, soit par nous-même ; celle de la fraction fine, par le laboratoire de l'Institut de géographie de Paris. Nous avons étudié la morphoscopie des grains de sable d'abord au laboratoire du Centre de géographie appliquée de Strasbourg, puis à celui du Département de géographie de la Faculté des Lettres et Sciences humaines de Dakar, en utilisant la méthode L.I.G.U.S.[1] mise au point par J. TRICART. Les datations au radiocarbone ont été faites par plusieurs laboratoires, principalement par celui de Isotopes Inc. aux U.S.A.[2].

Nous figurons la granulométrie des échantillons par des courbes cumulées, en utilisant une échelle semi-logarithmique. Nous représentons les résultats de la morphoscopie des sables par des diagrammes à coordonnées polaires, mettant d'un côté les différentes formes des grains, de l'autre leurs « états de surface ». Les résultats des analyses d'argile aux rayons X sont donnés sous forme de tableaux successifs placés dans le texte.

Sur le terrain, pour la présentation de nos études partielles mentionnées précédemment, ainsi que pour l'élaboration de ce travail général, nous avons utilisé divers documents photographiques et cartographiques, les uns déjà anciens, les autres publiés au cours de nos recherches. Il nous a paru utile de les indiquer puisque dans des pays « neufs » comme ceux de l'Afrique occidentale les travaux cartographiques ont fait de rapides progrès ces dernières années.

3. DOCUMENTATION PHOTOGRAPHIQUE ET CARTOGRAPHIQUE

Nous avons déjà signalé que la couverture de ***photographies aériennes*** verticales a été établie par les soins de l'Institut géographique national (I.G.N.). Les missions couvrant les bassins du Sénégal et de la Gambie datent des années 1952 à 1954. L'échelle très approximative des photos est d'environ 1/50 000. Ces photos aériennes constituent un instrument de travail irremplaçable. Elles permettent de saisir rapidement les principaux éléments morphologiques d'une région. Par exemple, les surfaces cuirassées, aussi bien les hauts plateaux latéritiques que les glacis à revêtement ferrugineux, se repèrent en général au premier coup d'œil par leur teinte grise et l'absence de végétation. Grâce aux photothèques de la M.A.S. et du B.R.G.M. nous avons pu les examiner à loisir et les utiliser le plus souvent sur le terrain. Elles nous ont servi d'abord à préparer le programme de tournée, puis à fixer les itinéraires sur le terrain. Elles nous ont permis de dresser de nombreux croquis détaillés, dont certains figurent dans ce travail[3]. Les subventions du C.N.R.S. nous ont aidé ensuite à constituer une photothèque au Département de géographie de la Faculté des Lettres et Sciences humaines de Dakar.

Il existe aussi des couvertures de photographies aériennes verticales à échelle plus grande de quelques secteurs limités. Ainsi la M.A.S. possède une série de photos au 1/15 000 pour la vallée du Sénégal de Bakel à Richard-Toll, prises en 1960 ; le B.R.G.M., des photos au 1/10 000 des environs de Tinkoto (Sénégal oriental) faites en 1961. Ces photos à grande échelle permettent des observations très précises. Elles présentent surtout un grand intérêt pour la vallée alluviale du Sénégal, où, comme nous le verrons plus loin, l'érosion latérale du fleuve est très active en de nombreux points : la confrontation des photos de 1960 avec

1. Lab. Inst. géogr. Univ. Strasbourg (1958).
2. Cf. Annexe n° 3.
3. Ces croquis sont contenus dans nos études et rapports multigraphiés, indiqués précédemment.

celles de la couverture aérienne générale, datant de 1953, peut fournir des données quantitatives malgré la différence d'échelle.

Signalons encore, à propos de la documentation photographique, l'existence d'une série de photographies obliques, prises par l'Armée de l'Air, sous la direction de J. TRICART, lors du survol de l'ensemble du bassin du Sénégal[1]. Cette série d'excellentes photographies donne un aperçu de la gamme de paysages, qui s'échelonnent depuis les espaces plats et monotones du Delta jusqu'aux hauts plateaux latéritiques du Fouta Djalon, profondément entaillés par le Bafing et ses premiers affluents. Nous en avons choisi quelques-unes des plus suggestives pour illustrer cette étude.

Quelle est la documentation cartographique disponible fin 1968 ? Pour la ***topographie***, l'ensemble des bassins du Sénégal et de la Gambie est couvert par les coupures de la carte au 1/200 000, 48 feuilles au total, éditées par le Service géographique de Dakar[2]. Mais ces coupures ne sont pas toutes de la même « génération » et n'ont pas été établies d'après les mêmes procédés. Les feuilles du Fouta Djalon datent de 1930 à 1935 et ont été faites par levés trigonométriques sur le terrain. Leur qualité varie beaucoup d'une feuille à l'autre : celle de Labé est excellente, par contre celle de Gaoual, très mauvaise, est inutilisable. Toutes les autres coupures ont été réalisées à partir de la couverture de photographies aériennes par T.P.F.R.[3] et complétées sur le terrain. Elles ont paru par tranches entre 1957 et 1961[4]. Pour la bordure septentrionale du bassin-versant du Sénégal, certaines feuilles sont établies en édition simplifiée, sans courbes de niveau (type saharien).

Nous disposons en outre de cartes plus détaillées à l'échelle du 1/50 000, principalement pour la vallée du Sénégal et sa bordure en aval de Bakel et pour le Delta. De petites régions annexes, basse vallée du Gorgol, lac de Guier et vallée du Bounoum, ont aussi été cartographiées à cette échelle. Cette carte a été dressée en vue des aménagements par les topographes de la M.A.S., en liaison avec l'I.G.N.[5]. La plupart des coupures ont paru après 1957, c'est-à-dire lorsque nous avions déjà terminé la reconnaissance géomorphologique de ce secteur. Ce document est très utile pour des études de détail, grâce à son nivellement de précision[6].

Récemment l'I.G.N. a dressé la carte au 1/50 000 d'une partie du Sénégal oriental (feuilles Bakel, Dalafi et Kossanto) et de la région de confluence du Bafing et du Bakoy, englobant une partie du Plateau Mandingue septentrional et le Sud du massif de Bafoulabé[7]. Le Service géographique a aussi publié des coupures de la Basse et Moyenne-Casamance au 1/50 000. Elles apportent des précisions sur la planimétrie mais, faute de courbes de niveau, ne contiennent guère plus d'indications altimétriques que la carte au 1/200 000. Il existe en outre pour le territoire gambien une carte anglaise à l'échelle du 1/50 000 mais très sommaire et sans aucun nivellement. Il est préférable d'utiliser les coupures au 1/200 000 du Service géographique de Dakar qui couvrent entièrement cette enclave.

Dans le domaine de la ***géologie*** le travail cartographique est, comme il faut s'y attendre, moins avancé, puisqu'il dépend d'études souvent longues et difficiles sur le terrain et en laboratoire. Nous avons déjà mentionné les cartes géologiques au 1/500 000 ou 1/1 000 000, éditées par le Service des mines de l'A.O.F., puis par la D.F.M.G. de 1943 à 1950, d'après les travaux effectués avant 1941. Elles couvrent la majeure partie des bassins du Sénégal et de la Gambie. Ces cartes sont de valeur inégale. Elle présentent en outre de graves défauts pour un géographe : le fond planimétrique est très imprécis et le relief n'y est pas

1. J. TRICART, 1956 c, en a publié plusieurs avec l'article résumant ses observations.
2. Ce Service était une annexe de l'I.G.N.
3. Triangulation par plaques à fentes radiales.
4. Pour certaines régions, notamment pour la vallée inférieure du Sénégal jusqu'à Bakel, existait une carte ancienne, moins précise mais cependant valable.
5. Cf. G. MARSSAC, 1956.
6. L'équidistance des courbes de niveau est de 1 m avec par endroits des courbes intercalaires à 0,50 m ; elle fourmille en outre de points cotés. La carte étant épuisée, une nouvelle édition simplifiée, en deux couleurs, est en cours.
7. Cette dernière carte a été établie pour le dossier du barrage de Gouina. Il semble que, si ce projet se réalisait, les vallées inférieures du Bafing et du Bakoy seraient submergées par les eaux de retenue.

figuré. Mais surtout les recherches récentes des géologues ont apporté beaucoup de modifications, de sorte que la plupart de ces cartes sont inutilisables actuellement.

Quelques nouvelles cartes à moyenne et grande échelle ont paru ces dernières années. La carte géologique de la République du Sénégal au 1/500 000, en 4 feuilles, a été établie par le B.R.G.M. et publiée par le Service des mines du Sénégal en 1962. Elle est accompagnée d'une notice qui constitue une bonne mise au point des résultats acquis par les recherches effectuées entre 1945 et 1961[1]. C. BENSE a dressé une carte au 1/500 000 (en 2 feuilles) des régions s'étendant au Nord et au Nord-Est de Kayes[2]. Les séries antécambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental ont été cartographiées à l'échelle du 1/200 000 d'après les recherches d'un groupe de géologues ; les travaux de synthèse et de coordination sont l'œuvre de J. P. BASSOT[3]. En 1967/68 le B.R.G.M. a édité pour le compte de la Direction des mines et de la géologie du Sénégal et de la Direction des mines et de l'industrie de Mauritanie, la carte géologique de la vallée du Sénégal au 1/200 000. Elle comprend 6 feuilles, qui sont les suivantes en allant d'amont en aval : Sélibabi, Matam, Kaédi, Podor, Dagana et Saint-Louis. Nous avons participé à son élaboration en cartographiant les formations alluviales et marines de la vallée et de la zone littorale, ainsi qu'en rédigeant les chapitres des diverses notices explicatives qui traitent du Quaternaire. M. PASCAL s'est occupé de la coordination des levés des différents niveaux du Tertiaire ; J. C. CHIRON et R. LILLE ont cartographié le soubassement paléozoïque et antécambrien. Nous joignons un exemplaire des 6 feuilles de cette carte, regroupées dans un fascicule de planches hors texte qui accompagne ce mémoire[4].

Il faut signaler aussi que le B.R.G.M. a commencé la publication de cartes spéciales : cartes hydrogéologiques et géotechniques. Les cartes hydrogéologiques donnent, outre les renseignements sur les nappes, des indications sur la lithologie et l'âge des roches aquifères et parfois sur les formations superficielles. Trois coupures au 1/500 000 ont paru jusqu'à présent pour le bassin du fleuve Sénégal : dépôts sédimentaires du Sud-Ouest de la Mauritanie, Ferlo septentrional[5], arrière-pays de Kaédi[6]. Plus récemment ont été éditées pour le territoire de la République du Sénégal une carte hydrogéologique au 1/500 000 en 4 feuilles et une carte hydrochimique au 1/1 000 000 avec notice explicative[7]. Les cartes géotechniques intéressent directement le géomorphologue. Comme elles sont établies pour recenser des gîtes de matériaux de construction et d'empierrement, susceptibles d'être exploités, elles figurent les roches là où elles affleurent et, ailleurs, les dépôts superficiels et les niveaux indurés par le fer[8], en indiquant parfois leur épaisseur approximative. Les deux feuilles Nord de la République du Sénégal ont d'abord paru en édition provisoire[9]. Les quatre feuilles au 1/500 000 ont été publiées en 1964 avec une notice explicative[10].

Il existe, en outre, de nombreux documents inédits, puisque les différents rapports des géologues et des prospecteurs, chargés du levé de la carte ou plus spécialement de recherches hydrogéologiques ou minières, contiennent le plus souvent des cartes et des croquis à grande échelle en tirage ozalid[11].

Pour avoir une vue d'ensemble de la géologie des bassins du Sénégal et de la Gambie, il faut se reporter à la carte générale de l'Afrique occidentale au 1/2 000 000, dressée par le B.R.G.M. et publiée en 1961. Nous l'avons utilisée pour établir le croquis géologique des régions

1. A la demande du B.R.G.M. nous avons cartographié les principales formations du Quaternaire et rédigé la partie de la notice qui le concerne ; cf. P. MICHEL, 1962 c.
2. Elle est incorporée dans sa thèse parue en 1964.
3. Il existe 7 feuilles : Bakel, Dalafi, Kédougou, Kéniéba, Kossanto, Tambacounda, Youkounkoun, publiées avec des notices en 1963.
4. Nous faisons des renvois dans le texte en indiquant le nom de la feuille.
5. *In* R. DÉGALLIER, 1962.
6. *In* R. GOUZES, 1962 a.
7. J. DEPAGNE, H. MOUSSU, 1967.
8. Ils sont qualifiés de « latérite » au lieu de cuirasse. Les auteurs sous-entendent par ce terme qu'elle est ferrugineuse.
9. *In* Y. COLLIN-DUFRESNE, 1962.
10. A. CORNET, 1964.
11. Nous mentionnerons ces rapports en étudiant les principales formations géologiques (1re partie, chap. I).

traversées par les deux fleuves (pl. II). La notice de cette carte, rédigée par J. BARRÈRE et M. SLANSKY, n'a paru qu'en 1965. La synthèse faite par L. MARVIER (1953) est maintenant en grande partie périmée à la suite des précisions et changements apportés par les recherches depuis une quinzaine d'années. Une carte géologique de la Mauritanie au 1/1 000 000 se trouve à l'impression au B.R.G.M. pour le compte de la Direction des mines et de l'industrie de cet État.

La ***cartographie des sols*** a fait de grands progrès ces dernières années, mais elle reste encore très fragmentaire pour l'ensemble des deux bassins fluviaux. Il existe surtout des cartes détaillées pour des régions marginales se situant dans l'Ouest de la République du Sénégal (presqu'île du Cap-Vert, région de Thiès, région des niayes)[1]. Le levé systématique des sols de la Casamance au 1/200 000 par les pédologues de l'O.R.S.T.O.M. a commencé en 1962. La carte de la Haute-Casamance a paru en 1963[2] ; celle de la Moyenne-Casamance est en cours de publication. R. MAIGNIEN (1965) a présenté une carte de synthèse au 1/1 000 000 des sols de la République du Sénégal.

A l'intérieur des deux bassins-versants seuls quelques secteurs ont été cartographiés à moyenne ou grande échelle : la région du Guidimaka (au Nord de Bakel) au 1/200 000 par P. AUDRY et S. PEREIRA BARRETO[3] ; les plateaux de la région de Dalaba (Fouta Djalon) au 1/100 000 ; la région du Sénégal oriental en 5 feuilles au 1/200 000 établies par A. CHAUVEL, B. KALOGA et S. PEREIRA BARRETO, parues en édition provisoire au cours de l'année 1966. Toutes ces cartes, publiées par l'O.R.S.T.O.M., sont accompagnées de notices détaillées, donnant la description et les résultats d'analyses de profils des différents types de sols ; elles sont diffusées sous une forme multigraphiée. Le levé détaillé des sols de la vallée alluviale du Sénégal et de ses bordures, de Bakel à Saint-Louis, est en cours[4]. C'est un travail délicat et de longue haleine, puisque ces sols « jeunes » dans l'ensemble, sauf sur les bordures, présentent de nombreuses nuances en fonction du microrelief, de l'importance et de la durée de submersion par les crues et aussi de la salinité des terres dans la partie aval[5]. Cette carte au 1/50 000, établie dans le cadre du projet d'études hydro-agricoles pour l'aménagement du bassin du fleuve Sénégal, doit être achevée en 1971.

Mentionnons encore l'existence dans les archives de la M.A.S. de *cartes hydrographiques* du fleuve Sénégal. Elles datent de la fin du siècle dernier ou du début de ce siècle ; certaines donnent des levés détaillés pour quelques tronçons du lit, notamment pour le petit bief Dagana–Richard-Toll[6]. En outre, les « instructions nautiques du fleuve Sénégal » de E. FROMAGET, parues en 1908, indiquent sur une série de croquis à l'échelle approximative 1/50 000 le balisage placé le long du fleuve de Kayes à l'embouchure. Comme ce balisage est contrôlé et repris chaque année, le cas échéant, il serait intéressant de connaître, même de façon approximative, les changements intervenus pendant un demi-siècle par confrontation avec les emplacements actuels des balises[7]. En effet, les observations du lit mineur du Sénégal permettent de penser que le fleuve sape violemment les rives concaves de certains méandres pendant la crue.

1. Cf. P. BONFILS, J. FAURE, 1956 ; R. MAIGNIEN, 1961 a ; S. PEREIRA BARRETO, 1962.
2. *In* R. FAUCK, J. F. TURENNE, J. F. VIZIER, 1963.
3. *In* rapport P. AUDRY, 1961.
4. Il n'existe jusqu'à présent que des cartes inédites pour le Delta et la région du lac Rkiz dressées par J. DUBOIS et J. MAYMARD ; leur levé remonte aux années 1951-1954.
5. J. MAYMARD, 1960, a donné dans un rapport de la M.A.S. une première classification générale et indiqué les principaux caractères de ces sols.
6. Missions BUCHARD, 1892 ; MATTHY, 1905 ; MAZERAN, 1906.
7. Ce travail avait été préparé par la Subdivision du fleuve de la M.A.S. en 1954-1955, mais n'a pas paru jusqu'à présent.

C. PRINCIPAUX PROBLÈMES ET PLAN DE L'ÉTUDE

Les problèmes se sont posés au fur et à mesure que nous avons étendu les recherches. Nous avons abordé successivement des provinces géomorphologiques très variées : vallée alluviale du Sénégal inférieur, inselbergs et glacis à cuirasse ferrugineuse de la Falémé et de la moyenne Gambie, hauts bowé latéritiques du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue. Nous regroupons les principaux problèmes pour les exposer brièvement.

La rapide description des paysages traversés par le Sénégal et la Gambie montre déjà que les grands reliefs des hauts bassins sont formés de grès, grès quartzites et dolérites. Dans les régions basses affleurent le plus souvent des granites, des schistes ou des pélites, quand les roches ne sont pas masquées par des revêtements latéritiques ou ferrugineux. *La **structure** joue donc un rôle primordial dans l'explication du relief. Elle a été mise en valeur à la suite d'une érosion différentielle importante, qui s'est opérée à l'échelle régionale. Quand s'est-elle produite ? De quelle manière ?*

Dans les principaux massifs, Fouta Djalon et Plateau Mandingue, les ***hauts plateaux latéritiques*** se développent sur d'immenses superficies et s'étagent parfois en plusieurs niveaux. *Comment se présente ce recouvrement latéritique ? A-t-il partout le même aspect, la même composition, le même âge ?* Autrement dit, ces vastes bowé représentent-ils une seule surface d'aplanissement, faillée, ou plusieurs surfaces disposées en gradins gigantesques ? Des restes de surfaces d'érosion étagées, à manteau latéritique, ont déjà été décrits dans certaines régions montagneuses d'Afrique occidentale, notamment sur la dorsale guinéenne dans les massifs du Nimba et du Simandou[1].

Les ***glacis cuirassés*** apparaissent comme des formes plus jeunes, en relation avec le réseau hydrographique actuel. *Se sont-ils élaborés en même temps ou à des époques différentes ? Sous un même climat ou à la suite de variations climatiques ?* Ces cuirasses toujours ferrugineuses renferment souvent du matériel détritique allochtone. Des observations semblables ont été faites par plusieurs géographes dans d'autres régions d'Afrique occidentale[2]. W. Brückner (1955, 1956) a procédé au Ghana à des analyses détaillées de plusieurs profils de cuirasse et explique leur formation par d'importantes oscillations du climat. J. Tricart (1959 a, 1965 c) aboutit à des conclusions semblables dans son étude des cuirasses ferrugineuses de la moyenne vallée du Niger.

Des lambeaux de poudingue à ciment ferrugineux s'étagent par endroits le long de certains cours d'eau. Il en existe aussi sur d'autres rivières ouest-africaines[3]. *Quelles sont les relations entre ces restes de **terrasses anciennes** et les glacis ?* La dynamique des rivières était alors très différente de l'actuelle, puisque de nos jours les crues ne transportent que du sable. A la base des berges une couche graveleuse, faiblement cimentée, est souvent visible aux basses eaux. Ces alluvions grossières, recouvertes de dépôts sablo-argileux souvent épais, jalonnent la plupart des rivières des hauts bassins. J. Vogt[4] a montré le développement de ce niveau de « graviers sous berge » le long des principales artères du réseau hydrographique, en Côte d'Ivoire, en Haute-Guinée, au Mali et au Nord-Dahomey. A quelle époque s'est-il déposé ? Comment expliquer sa disparition soudaine dans le cours inférieur des fleuves, aussi bien sur la Gambie, que sur le Sénégal et sur le Gorgol, un de ses derniers affluents ?

Les dépôts récents sont d'origine diverse et de nature variée : dunes fixées, recouvrement sablo-argileux des graviers sous berge, terrasses sableuses marine ou fluviale, levées alluviales. Les grands alignements dunaires couverts d'une steppe à *Acacia*, qui bordent

1. J. Ch. Leclerc *et al.*, 1955.
2. Surtout par M. Lamotte et G. Rougerie, 1953, 1956.
3. Ils ont été étudiés notamment par J. Vogt.
4. Cf. ses articles de 1956 a, 1959 b, 1962.

le Delta du Sénégal, s'étendent-ils loin vers l'amont ? *Ces **dunes** ont-elles barré complètement la basse vallée, transformant le Sénégal en un fleuve endoréique ?* Comment s'est manifestée cette phase sèche dans les hauts bassins ? Est-il possible d'établir des relations entre les dépôts alluviaux et le système de dunes fixées ?

Les études géomorphologiques de A. GUILCHER (1954) et de J. TRICART (1955 a, 1961 a) dans le Delta du Sénégal ont montré l'existence de ***dépôts fossilifères***, qui ont été attribués aux deux dernières transgressions marines. La plage appelée flandrienne se rattache à d'anciennes formations deltaïques. Les dépôts un peu plus élevés ont été raccordés, par analogie de position[1], à l'Ouljien, défini sur la côte atlantique du Maroc. P. ELOUARD (1959) a pu suivre l'extension de ces niveaux coquilliers dans les régions littorales du Sud-Ouest de la Mauritanie. *Jusqu'où s'est avancée la mer dans la basse vallée du Sénégal ?* Retrouve-t-on des dépôts marins semblables à l'embouchure de la Gambie et le long de son cours inférieur ?

Les microreliefs des vallées alluviales présentent des formes complexes et enchevêtrées. Des ***faisceaux de levées*** avec de nombreuses ramifications accompagnent le cours actuel et les bras morts. Ces faisceaux se recoupent parfois. Les principales levées sont insubmersibles de nos jours. *Comment s'expliquent leur grande largeur et leur puissance ?* Pourquoi disparaissent-elles sur la Gambie à 180 km de l'embouchure, alors qu'elles accompagnent le Sénégal jusque dans son Delta[2] ?

Les paléoformes semblent nombreuses et occupent apparemment de vastes superficies : hauts plateaux latéritiques, glacis cuirassés, terrasses fluviales et marines, dunes fixées. Tout en paraissant figées elles peuvent subir des retouches de nos jours. Ailleurs, *l'érosion taille dans le vif et des dépôts s'accumulent ; à quelle cadence ?* Plusieurs auteurs ont déjà signalé les graves méfaits de l'érosion à la suite des défrichements abusifs dans les régions surpeuplées du Fouta Djalon[3]. J. TRICART (1956 c) a observé de profonds ravinements dans les berges du Baoulé moyen. P. BELLOUARD (1948) a indiqué que les sols rouges des savanes soudaniennes sont souvent soumis à une érosion en nappe, due au ruissellement, et entaillés par des ravins le long de certaines rivières.

*Comment se manifeste l'**action des cours d'eau** actuellement ? Érodent-ils les seuils rocheux ? Sont-ils capables de transporter du matériel sur une grande distance ?* La reconnaissance aérienne du bassin du Sénégal, complétée par de rapides observations au sol, a permis à J. TRICART (1956 c) de montrer que le façonnement du lit mineur dépend avant tout des différents domaines bioclimatiques que traversent les rivières. Nous essaierons de préciser la dynamique des cours d'eau dans chaque domaine. Il importe, en outre, pour les projets d'aménagement de la basse vallée du Sénégal, de connaître, d'après des observations minutieuses, l'ampleur des sapements de berge dans les méandres et la vitesse de sédimentation dans les cuvettes argileuses.

L'action du vent sur le modelé augmente naturellement dans les régions septentrionales, sur les marges du désert. *Quelles sont les conséquences de la déflation éolienne ?* Les dunes de Mauritanie s'avancent-elles vers le Sud sous la poussée de l'alizé ? Envahissent-elles réellement la vallée alluviale du Sénégal, comme l'ont écrit certains auteurs[4] ?

La plupart de ces problèmes intéressent la majeure partie ou l'ensemble des bassins du Sénégal et de la Gambie ; plusieurs, telles la succession des surfaces d'aplanissement, la formation des glacis cuirassés, la présence de dunes fixées, les variations du niveau marin, débordent les limites territoriales de notre étude. Nous les avons posés dans un ordre chronologique, qui nous conduit des altérations latéritiques, très anciennes sur les hauts plateaux, jusqu'au façonnement actuel. En le suivant il nous sera possible de montrer la formation

1. Comme il n'existait pas de nivellement de précision, J. TRICART estimait l'altitude de la terrasse à + 3 à + 5 m. Mais, d'après des travaux topographiques récents dans la région de Saint-Louis, son sommet ne dépasse guère la cote + 2 m et les bancs de coquillages se trouvent généralement en dessous de la cote + 1 m par rapport au niveau moyen de la mer (zéro I.G.N. de Dakar).
2. Cf. la carte géomorphologique du Delta, levée sous la direction de J. TRICART, 1961 a.
3. Parmi les géographes, J. TRICART, 1956 a, et J. POUQUET, 1956 a et b.
4. Notamment Y. HENRY, 1918, et H. HUBERT, 1920. Ce problème a été évoqué par L. PAPY, 1951.

du relief et de préciser les retouches successives au cours des âges. ***Nous nous placerons donc sur un plan général, embrassant les deux bassins fluviaux, pour bien dégager les principaux mécanismes de la morphogenèse et les grandes étapes de l'élaboration du modelé.***

Ces considérations ont inspiré le plan de l'ouvrage :

Dans la **première partie** nous examinerons les facteurs qui interviennent dans la morphogenèse. Nous présenterons d'abord les *données géologiques*, qui permettront de saisir la diversité du substratum de ce pays de socle, couvert en majeure partie de séries sédimentaires. Nous définirons ensuite le *milieu morphoclimatique*, évoquant les caractères du climat, précisant le régime des cours d'eau et la répartition des nappes phréatiques, décrivant les divers aspects du couvert végétal.

La **deuxième partie** montrera l'action de ce milieu sur les principales formations géologiques. Nous analyserons les *mécanismes d'érosion différentielle* qui ont créé le relief, examinant en détail les modes d'altération des roches cohérentes, les processus d'*induration de certains matériaux meubles en cuirasse* et ses conséquences sur la morphogenèse ; puis nous préciserons les *rapports entre les principaux types de sol et le modelé*, mettant en lumière l'importance des héritages paléogéographiques.

Dans la **troisième partie** nous étudierons les *vieilles surfaces couvertes de latérites*, dont les lambeaux perchés à des altitudes différentes constituent l'élément majeur du relief des hauts bassins. Leurs cuirasses, souvent bauxitiques, méritent une attention particulière. Ensuite *nous relierons le façonnement de ces surfaces à la sédimentation dans le bassin sénégalo-mauritanien*, ce qui permettra de retracer l'évolution géomorphologique jusqu'à la fin du Tertiaire.

La **quatrième partie** sera consacrée à l'analyse de la *morphogenèse pendant le Quaternaire ancien et moyen*. Celle-ci est marquée surtout par la *formation de glacis étagés* se raccordant à des terrasses anciennes le long des cours d'eau. Mais les basses vallées ont connu une évolution particulière à cause de l'interférence de mouvements tectoniques et eustatiques, et de la présence de roches perméables.

La **cinquième partie** présentera les *épisodes morphogénétiques du Quaternaire récent*. Ils sont très variés à cause des nombreux changements climatiques et des oscillations du niveau marin qu'a connus cette période. Nous étudierons les héritages de la grande phase sèche, principalement les *anciens ergs* et la *terrasse du premier remblai* formée en amont du barrage dunaire ; puis nous examinerons les retouches du modelé des interfluves et surtout les *dépôts du lit majeur des grands cours d'eau* et les formations littorales.

La **sixième partie** résumera les principaux traits géomorphologiques des bassins du Sénégal et de la Gambie. Nous présenterons dans le premier chapitre les *différents types de reliefs* — analysés au cours de l'étude paléogéographique — *dans le cadre des grandes régions naturelles* esquissées au début de cette Introduction[1]. Le second chapitre nous permettra de préciser les *principaux caractères de la dynamique actuelle*, en prenant comme base la zonation morphoclimatique définie à la fin de la première partie. Pour terminer cet ouvrage, nous placerons l'évolution des deux bassins fluviaux dans celle de l'ensemble africain au Nord de l'équateur.

1. Paragr. A 2.

Première Partie

LES FACTEURS DE LA MORPHOGENÈSE

Le modelé reflète l'action du milieu sur les divers ensembles lithologiques. Ceux-ci sont variés, allant des formations éruptives et métamorphiques du socle antécambrien aux dépôts sédimentaires marins et continentaux du Tertiaire, en passant par les différentes séries de la couverture du Paléozoïque avec ses intrusions de dolérite. La brève description du relief des deux bassins-versants a déjà montré l'existence de plusieurs grandes unités pétrographiques. Un aperçu de l'histoire géologique permettra de préciser la nature des roches, leur âge, la tectonique et la répartition spatiale de chacun des ensembles lithologiques.

Les éléments structuraux réagissent de diverses manières aux attaques du milieu morphoclimatique. Ce dernier présente à la fois des caractères zonaux en fonction de la latitude et toute une gamme de particularités locales ou régionales qui influent directement sur la morphogenèse.

Chapitre Premier

Les données géologiques

Le « canevas structural » de l'Afrique de l'Ouest a déjà été évoqué par G. ROUGERIE dans sa thèse (1960, p. 90-96). Il suffira d'indiquer brièvement les principales retouches à la lumière des recherches récentes des géologues[1] :

— Certaines formations plissées et métamorphiques, attribuées au Précambrien moyen ou supérieur[2], sont maintenant considérées comme paléozoïques. C'est le cas des séries de la boucle du Niger[3], ainsi que des séries de Bakel-Mbout et des formations du Falémien, qui intéressent plus particulièrement les bassins du Sénégal et de la Gambie[4].
— Les géologues ouest-africains admettent que le Cambrien débute par un conglomérat à ciment argilo-calcaire, très mal classé, que l'on assimile à une tillite[5]. Les recherches de ces dernières années montrent que ce conglomérat existe en de nombreux endroits, reposant tantôt sur le socle, tantôt sur des séries sédimentaires souvent épaisses. Celles-ci représentent l'Infracambrien, système introduit depuis peu en Afrique occidentale. Il constitue notamment le Plateau Mandingue (pl. II), les plateaux de Bandiagara et de Banfora, les contreforts du Fouta Djalon et une partie de l'Adrar mauritanien.
— Les mouvements tectoniques du Paléozoïque présentent dans certaines régions un caractère violent. A la bordure du bouclier ouest-africain les couches tabulaires se plissent d'abord, puis montrent à une certaine distance de la plate-forme des chevauchements et même des charriages. De ce fait, une bande de terrains tectonisés et faiblement métamorphiques s'étire en avant du socle, depuis la Guinée jusqu'au-delà d'Akjoujt dans l'Ouest de la Mauritanie[6], ainsi que dans la boucle du Niger entre le bouclier ouest-africain de la Haute-Volta et le fragment du bouclier saharien de l'Adrar des Iforas.

L'histoire géologique des bassins du Sénégal et de la Gambie reflète celle du continent africain, ***pays de vieilles plates-formes.*** Des formations sédimentaires très anciennes, traversées de roches volcaniques, ont été fortement plissées, métamorphisées et injectées de roches granitiques. *Ces massifs montagneux ont été complètement nivelés avant le Paléozoïque. Le socle antécambrien a été fossilisé sous des couches sédimentaires et n'apparaît qu'en plusieurs « fenêtres » taillées dans la couverture.* Pendant l'Infracambrien, le Cambrien et l'Ordovicien se sont déposés d'épaisses séries sédimentaires, principalement gréseuses. Elles sont affectées par des plissements sur leur bordure ouest et traversées de venues doléritiques très épaisses

1. Cf. J. BARRÈRE, M. SLANSKY, 1965 ; G. ROCCI, 1965.
2. L. MARVIER, 1953.
3. M. DÉFOSSEZ, G. PALAUSI, H. RADIER, 1957 ; M. DÉFOSSEZ, 1962 ; R. REICHELT, 1962, 1966.
4. Nous examinerons plus en détail ces deux formations.
5. M. ZIMMERMANN, 1960 ; C. BENSE, 1961.
6. F. TESSIER, R. DARS, J. SOUGY, 1961 ; J. SOUGY, 1962 ; R. GIRAUDON, J. SOUGY, 1963.

dans certaines régions. Ces grès et dolérites forment les principaux reliefs des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie.

Après une longue période continentale, la mer s'est étendue en un vaste golfe, du Crétacé à l'Éocène, sur le Sud-Ouest de la Mauritanie et la majeure partie du territoire sénégalais. Les dépôts marins, calcaires, argiles et sables, sont recouverts d'une série détritique gréseuse, appelée Continental terminal. Enfin au Quaternaire la mer a envahi à plusieurs reprises des régions côtières et l'ensemble du bassin a connu des oscillations climatiques importantes.

A. LES ROCHES DU SOCLE ANTÉCAMBRIEN

Les formations de l'Antécambrien affleurent sur le haut Bafing et dans le bassin de Siguiri, où le Bakoy prend sa source (pl. II). Elles réapparaissent plus au Nord, dans les plaines de la Falémé et de la moyenne Gambie. Elles affleurent au-delà du Sénégal en boutonnières au Nord de Kayes et entre Sélibabi et Mbout, à l'Ouest de l'Assaba (fig. 3 A). *L'ensemble des roches métamorphiques, d'origine sédimentaire ou éruptive, et la plupart des massifs granitiques qui les traversent, ont été attribués au BIRRIMIEN* ; ce nom désigne l'**Antécambrien moyen** dans la nomenclature géologique de l'Afrique occidentale[1].

1. LES SÉRIES MÉTAMORPHIQUES

Elles sont composées de roches ayant subi un *léger métamorphisme,* se situant dans la zone des micaschistes supérieurs, plus rarement dans celles des micaschistes inférieurs. De nombreux filons de quartz les traversent. Ces terrains, qui recèlent un peu d'or, ont été reconnus de bonne heure le long de la Falémé et de la Gambie[2]. Ils constituent le sous-sol des vieilles provinces aurifères du Bambouk et du Boundou[3]. J. P. Bassot (1960 a, b, 1961) a repris leur étude dans ces régions et présenté une synthèse de ses recherches (1963). Ce géologue y distingue deux groupes de roches :

— ***un ensemble de schistes et de grauwackes,*** s'étendant sur de vastes surfaces de part et d'autre de la Falémé et dans la région de Kédougou (pl. II). Le faciès schisteux comprend à la fois des schistes sériciteux, des talcschistes et des micaschistes, le plus souvent à muscovite. Quelques lambeaux de calcaire ont été transformés en cipolins. Les grauwackes et quartzites représentent le plus souvent d'anciens grès feldspathiques mal classés. Selon J. P. Bassot (1961, 1963) l'alternance rapide entre schistes et formations plus grossières indiquerait qu'il s'agit d'un sédiment de type flysch, plissé et métamorphisé.

— ***des roches volcaniques basiques, faiblement métamorphisées :*** métaandésites, métabasites ; associées à des tufs, grauwackes, jaspes et argilites, elles constituent des *complexes volcano-sédimentaires.* Les faciès éruptifs et sédimentaires alternent, mais d'une façon générale les coulées sont de faible puissance. Nous sommes en présence d'un volcanisme de type ophiolitique, caractéristique de la phase initiale des géosynclinaux. Par endroits un métamorphisme plus fort fait apparaître des amphibolites. Dans la région de Mako affleurent localement des roches très basiques, des pyroxénites. Les anciens auteurs ont appelé ces roches volcaniques, légèrement métamorphisées, des « roches vertes ». Les complexes volcano-sédimentaires s'étendent en plusieurs bandes depuis la boucle de la Gambie jusqu'au-delà de la Falémé, au Nord de Gourbassi (pl. II).

1. Cf. Roques, 1948. Cet auteur a utilisé le terme Précambrien comme synonyme d'Antécambrien.
2. Citons par ordre chronologique : Tourette, 1829 ; Lamartigny, 1880 ; Fieux, 1883 ; Ballieu, 1896 ; Delhaye, 1927.
3. Cf. A. Belan, 1946 ; R. Mauny, 1961.

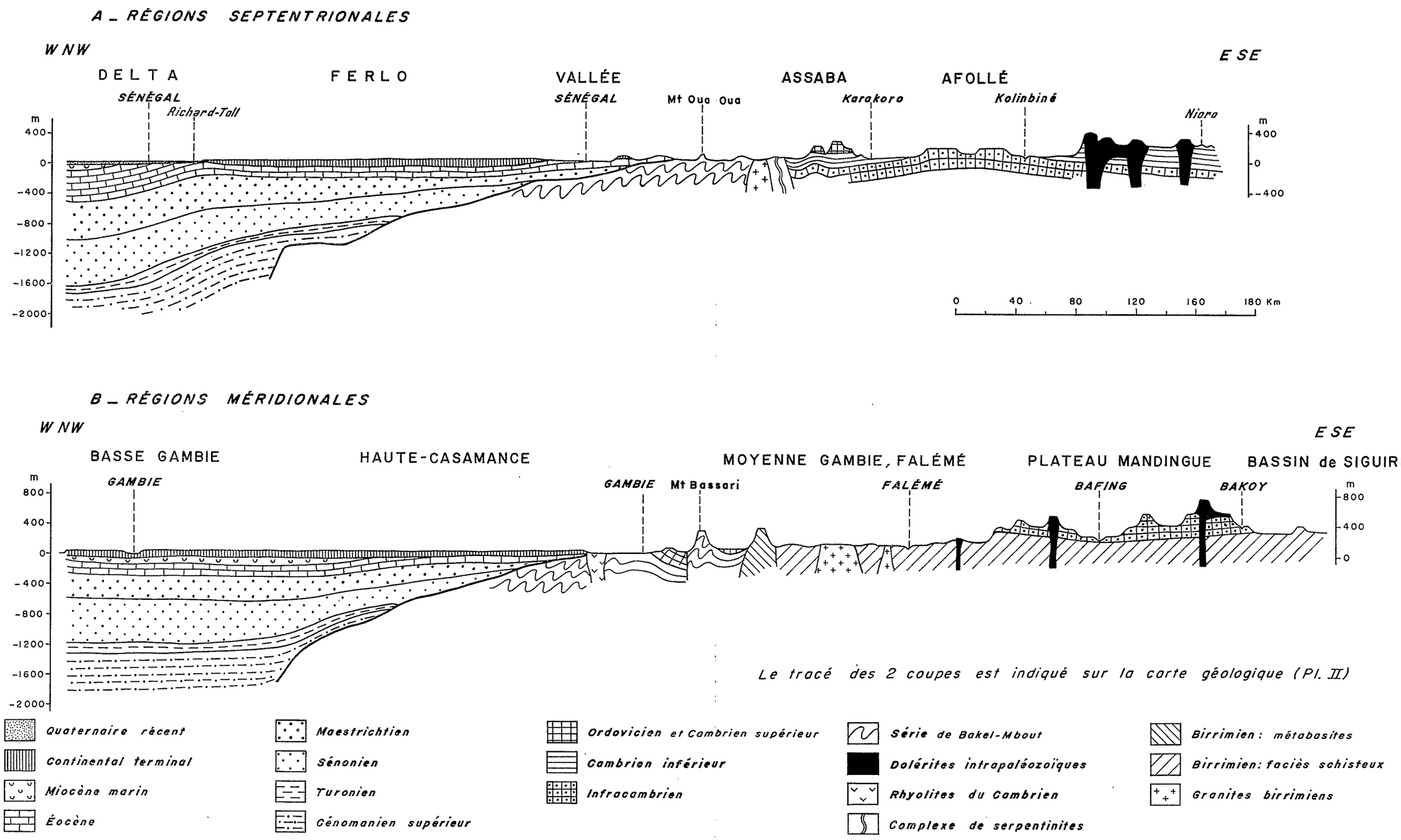


FIG. 3. — Coupes géologiques à travers les bassins du Sénégal et de la Gambie.

Les roches du socle de la boutonnière au Nord de Kayes ont été cartographiées par L. BAUD[1]. Des levés récents plus détaillés[2] montrent l'existence d'une série détritique, très peu métamorphisée, enveloppant les venues granitiques ; les schistes et les arkoses y dominent. Dans la partie septentrionale s'étire une série volcano-sédimentaire de métaandésite et métabasalte, associés à des tufs et à des quartzites (pl. II).

Ces diverses formations ont été plissées. *Les couches sont très redressées* et, dans la plupart des cas, subverticales. La direction de l'axe des plissements est NE-SW. Les bandes de roches volcaniques présentent la même orientation.

Les séries métamorphiques du bassin de Siguiri, qui passent sous les rebords du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue, ont été étudiées par R. GOLOUBINOW (1936, 1938 b). Les roches schisteuses, lardées de filons de quartz, prédominent ; elles sont généralement redressées jusqu'à la verticale. Au point de vue intensité de métamorphisme, l'auteur distingue un ensemble faiblement métamorphique, qui comprend surtout des arkoses schisteuses, divers quartzites, des schistes charbonneux et quelques calcaires recristallisés ; des roches plus métamorphiques, micaschistes à magnétite. Ces dernières se présentent souvent en lambeaux de faible étendue au milieu des régions granito-gneissiques. Des roches volcaniques anciennes apparaissent aussi en divers endroits au sein des roches métamorphiques ou au milieu des granites ; mais elles ne sont abondantes que plus au Sud, dans la chaîne du Niandan Banié. Ces venues basiques (gabbros, dolérites, andésites) sont presque toujours saussuritisées et ouralitisées et constituent des « roches vertes ». Les racines de plis sont orientées approximativement NW-SE ; leur direction est donc perpendiculaire à celle des formations birrimiennes affleurant le long de la Falémé et de la moyenne Gambie.

Les séries métamorphiques sont traversées par des masses granitiques (fig. 3 B) mises en place pendant le plissement ou apparues plus tard.

2. LES INTRUSIONS DE GRANITES

Les granites et les gneiss s'étendent très largement à l'Ouest du bassin de Siguiri. R. GOLOUBINOW (1936) précise que les roches ont subi un écrasement, réparti de façon inégale dans leur masse ; celui-ci leur donne une certaine orientation et même un rubanement. Les granites écrasés appartiennent au système birrimien. Mais les gneiss migmatitiques de la région de Dabola semblent plus anciens et pourraient être attribués à l'Archéen[3]. Ces migmatites couvrent de grands espaces, dépourvus de restes de Birrimien reconnaissable, et témoignent d'une interpénétration plus intime et d'un métamorphisme plus profond. Quelques petits massifs granitiques, nettement intrusifs, donc postbirrimiens, apparaissent dans la partie septentrionale du bassin de Siguiri (pl. II).

Les batholites de granite de la Falémé et de la moyenne Gambie ont été étudiés en détail pour leurs minéralisations au cours de ces quinze dernières années, d'abord par D. SOULÉ DE LAFONT (1955, 1956), puis surtout par Y. PÉRONNE (1960), J. P. BASSOT (1960 b, 1961) et F. WITSCHARD (1960, 1961, 1965). Ces travaux ont permis de distinguer trois types de massifs granitiques : les granites syncinématiques, tardicinématiques et posttectoniques[4].

Les ***granites syncinématiques***, les plus fréquents et les plus étendus, forment de grandes bandes allongées suivant la direction birrimienne. Les granites montrent des cristaux orientés et sont recoupés de nombreux filons d'aplites et de quelques pegmatites. Ils contiennent tantôt de la biotite et de la muscovite, tantôt seulement de la biotite. *Les principaux massifs*

1. Carte géologique au 1/500 000, feuilles Kayes-Ouest, avec notice, Dakar, 1950.
2. C. BLANC, 1960.
3. R. GOLOUBINOW, 1938, ajoute qu'il s'agit d'une hypothèse de travail jusqu'à ce que des mesures de radioactivité sur les granites correspondants viennent trancher la question. Selon la stratigraphie, établie par M. ROQUES en 1948, ces formations appartiendraient au système dahoméen.
4. Dans sa thèse J. P. BASSOT, 1963, préfère employer les termes syn- et tarditectonique et parfois atectonique.

sont ceux de Saraya et de Badon Léoba, qui se prolonge par le massif de Kakadian sur la rive droite de la Falémé (pl. II). Des batholites plus petits apparaissent sur la Gambie au Sud-Ouest de Kédougou et sur le Niokolo-Koba au milieu de formations cambriennes. Ces granites assez hétérogènes, tant du point de vue de leur mise en place que du point de vue pétrographique, correspondent aux granites « baoulés » définis par L. Bodin (1951). Ceux-ci ont été datés en Côte d'Ivoire par M. Bonhomme (1962), grâce à des mesures d'âge absolu[1]. Pour ces pays la granitisation birrimienne s'étend de 2 030 à 1 830 millions d'années. L'âge des séries métamorphiques serait compris entre 2 400 et 2 000 millions d'années.

Les ***granites tardicinématiques*** se distinguent des précédents par leur structure peu ou pas orientée et leur tendance alcaline. *Ils se localisent souvent en bordure des granites syncinématiques,* dont ils semblent dériver ; leur mise en place a été un peu plus tardive. Ces granites sont accompagnés de nombreuses pegmatites parfois minéralisées. Ils se présentent en petites unités très marginales, de type apophyse. Quelques zones à « granitisation hétérogène » existent notamment près de la Falémé[2] : de nombreux filons et de petits amas d'aplites, de microgranites ou de diorites forment un véritable « stockwerk » dans les schistes et quartzites birrimiens.

Les ***granites posttectoniques,*** mis en place après l'orogenèse birrimienne, sont très localisés. *Ils se présentent en petits massifs de forme circulaire ou ovale.* La roche n'est pas orientée et les contacts avec les terrains encaissants sont nets. Le granite passe souvent à une granodiorite ou même à une diorite. Ces petits massifs possèdent parfois des cortèges filoniens, comme ceux de Tinkoto et de Dioudioukonko qui ont été étudiés plus particulièrement[3].

Des mesures d'âge absolu ont été faites sur trois échantillons de granite du Sénégal oriental ; elles donnent un âge compris entre 2 086 et 2 001 millions d'années[4], confirmant l'attribution au Birrimien de l'ensemble des formations métamorphiques et granitisées. Notons que les deux échantillons, prélevés sur des granites posttectoniques, intrusifs dans la série volcano-sédimentaire de Mako, ont le même âge que le granite syntectonique de Saraya. J. P. Bassot (1963) explique ce fait apparemment paradoxal de la façon suivante : alors que les plissements avaient cessé dans la série de Mako, ils se poursuivaient au Sud-Est, affectant les dépôts de schistes et de grauwackes, dans lesquels s'est mis en place le batholite de Saraya.

Dans la boutonnière du socle au Nord de Kayes apparaissent des granites hétérogènes syncinématiques autour d'Aourou. Vers l'Est, ils sont relayés par des granites plus homogènes tardicinématiques, d'après C. Blanc (1960). Ces terrains granitiques présentent des zones d'écrasement à mylonites et aplites.

Des formations cristallines, appelées *granites du Guidimaka,* s'étendent en outre à l'Ouest du massif gréseux de l'Assaba entre Sélibabi et Mbout ainsi que dans le bassin du Gorgol (pl. II). L. Renaud (1959) les avait considérées comme intrusives dans la série épimétamorphique de Bakel-Akjoujt. Les recherches de G. Rocci (1962) ont montré que ces granites, très hétérogènes, souvent étirés, sont associés à des roches volcaniques basiques, ainsi qu'à des gneiss et des quartzites. L'ensemble représenterait en réalité *une portion du socle apparaissant en fenêtre dans les séries de Bakel-Mbout et repris par un plissement ultérieur.* Signalons que R. Dars et J. Sougy (1964) ont découvert des mylonites sur une épaisseur de quelques mètres à une centaine de mètres le long du contact. Les travaux plus récents de R. Lille (1964, 1967, 1969) confirment cette interprétation. En outre, ils montrent que les granites sont bordés à l'Est par un ensemble métamorphique (série de Diala-Bouanzé), vraisemblablement d'origine volcano-sédimentaire, qui appartient également au socle (feuille Sélibabi) ; cependant ses rapports avec les granites ne sont pas encore connus avec précision. D'après les recherches de J. C. Chiron (1969), ces formations se prolongent vers le Nord–

1. Les datations ont été obtenues par la méthode rubidium-strontium, appliquée aux micas ou à toute la roche.
2. J. P. Bassot, 1961 ; F. Witschard, 1965.
3. B. Tagini, 1959 ; Y. Péronne, 1960 ; R. Giraudon, 1961.
4. J. P. Bassot, M. Bonhomme, M. Roques, M. Vachette, 1963.

Nord-Ouest dans le bassin supérieur du Gorgol ; c'est le « complexe des serpentinites » (pl. II).

En bordure du socle, des couches sédimentaires, souvent très épaisses, reposent en discordance sur les séries métamorphiques et leurs intrusions de granite. Ces dépôts se sont mis en place au début du Paléozoïque.

B. LES FORMATIONS DU PALÉOZOÏQUE

Elles occupent la majeure partie des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. *Ces séries présentent le plus souvent un faciès gréseux.* Les couches ont toujours des pendages faibles. Cependant à l'Ouest apparaît une structure plissée et les roches deviennent légèrement métamorphiques. *De nombreuses venues de dolérites* traversent les différentes formations sédimentaires et s'échafaudent parfois en de vastes ensembles.

Dans la région étudiée n'existent pas de dépôts paléozoïques postérieurs à l'Ordovicien. Ceux-ci affleurent plus au Nord, dans les parties synclinales des massifs du Tagant et de l'Adrar et aussi au Sud-Ouest, en Basse-Guinée. Les travaux récents des géologues subdivisent ces formations sédimentaires d'après les séquences pétrographiques en : Infracambrien, Cambrien inférieur, Cambrien supérieur et Ordovicien.

1. L'INFRACAMBRIEN SÉDIMENTAIRE

Des niveaux gréseux constituent la « falaise » de Tambaoura, qui domine la plaine de la Falémé de 250 à 450 m selon les endroits. Ils s'épaississent considérablement vers l'Est. Jusqu'en 1957 cette puissante série avait été attribuée à l'Ordovicien[1]. Mais les recherches des géologues de la S.A.P.[2] et de C. Bense (1961) ont démontré que ***ces grès passent sous la tillite, considérée maintenant comme niveau repère de la base du Cambrien.*** Un léger pendage fait plonger les différentes couches de grès vers le Nord-Est. Des grès microconglomératiques sont surmontés de grès fins quartzitiques, de grès en plaquettes et de plusieurs niveaux de grès feldspathiques[3]. Dans les environs de Kayes la série est affectée de mouvements tectoniques importants ; elle est interrompue par une grande faille, orientée W-E, qui passe au Sud de Kayes (fig. 151). C. Bense estime la puissance totale de cette formation à 1 500 m et l'attribue à l'Infracambrien inférieur.

Le vaste *plateau de l'Afollé,* qui dessine un énorme triangle au Nord-Est de Kayes et à l'Est de Kiffa, est aussi constitué par une *succession de niveaux essentiellement gréseux* (pl. II). Des couches de grès conglomératiques et de quartzites ferrugineux apparaissent à la base. Puis des grès peu résistants à stratifications entrecroisées affleurent sur de grandes étendues. Ils sont coiffés de grès durs ruiniformes, qui donnent des hauteurs. Dans la partie centrale, la plus haute, subsistent des argiles tendres, lie-de-vin, à petites passées gréseuses. Cette série, d'une épaisseur totale de 500 m, représente selon C. Bense (1961) l'Infracambrien supérieur. De nombreuses diaclases, s'allongeant sur des dizaines de kilomètres, fragmentent ces couches gréseuses ; la plupart sont orientées ENE-WSW, d'autres présentent une direction perpendiculaire à celle-ci. De tectonique calme, l'Afollé apparaît dans ses grandes lignes comme un vaste anticlinal d'axe N-S (fig. 3 A).

1. Carte géologique au 1/500 000, feuilles Kita-Ouest et Kayes-Ouest, Dakar, 1946, 1950 ; L. Marvier, 1953.
2. Société africaine des pétroles ; M. Zimmermann, H. Briotet, 1958.
3. J. Bois, 1963.

a. Plateau Mandingue

Les formations sédimentaires de la partie sud-ouest du Plateau Mandingue, entre Kéniéba et le cours moyen du Bafing, ont été étudiées par des géologues de la S.P.S.[1]. Ils ont divisé les dépôts silto-gréseux, d'une épaisseur de 900 m au minimum, en quatre séries séparées par trois discordances[2]. *Les bancs de grès siliceux durs alternent avec des niveaux de grès schisteux, qui se débitent en dalles ou en plaquettes. Les grès durs renferment de nombreux passages conglomératiques.* Les couches sont affectées par un faible pendage, de direction E ou NE. Mais le raccord avec la stratigraphie des régions septentrionales reste à établir.

La géologie et la structure de la partie centrale du Plateau Mandingue, entre Bafing et Bakoy, restent encore mal connues. Depuis la reconnaissance de L. Baud[3], aucune étude systématique n'a été entreprise[4]. J. Vogt (1957) a signalé l'existence de plusieurs niveaux de grès schisteux. Nous avons remarqué le long du Bafing, dans la région de Bafing Makana, une succession de grès fins se débitant en plaquettes et de grès plus grossiers à passées ferrugineuses[5]. Les formations situées à l'Est du cours supérieur du Bakoy ont été étudiées par R. Dars (1960). Cet auteur distingue trois séries, qui intéressent la partie sud-est du bassin du Sénégal : la première, formée de bancs épais de grès quartzites blancs, apparaît dans la montagne de Kita et constitue les principaux reliefs de la région ; elle reposerait à l'Est sur deux autres séries, composées surtout de grès en plaquettes, de grès glauconienx et de jaspes. R. Dars a attribué les formations supérieures à l'Ordovicien[6]. Cependant M. Zimmermann (1960), puis C. Bense (1961) ont montré que cette série de grès quartzites, qui affleure dans la montagne de Kita, est à ranger dans l'Infracambrien[7]. D'ailleurs il apparaît nettement, lorsqu'on parcourt ce pays, que les tables gréseuses du Plateau Mandingue présentent partout les mêmes caractères et correspondent à une unité géologique.

Les formations infracambriennes du Plateau Mandingue se terminent vers le Nord près des basses vallées du Bakoy et du Baoulé (pl. II). Elles dominent au Sud, par un escarpement de plusieurs centaines de mètres, les roches schisteuses ou granitiques du bassin du Siguiri (fig. 3 B). Le long de cette bordure méridionale les couches présentent un pendage nord. R. Goloubinow (1936) y a distingué plusieurs variétés de grès : des grès grossiers rouges, avec parfois des niveaux à petits galets de quartz, des grès siliceux blancs, des grès ferrugineux et des grès feldspathiques au voisinage des granites.

Il importe de préciser que sur toute l'étendue du Plateau Mandingue les bancs de grès siliceux durs présentent de grandes fissures. Ces *diaclases*, bien visibles sur photos aériennes, *se recoupent sous des angles divers et forment un quadrillage parfois serré.* De nombreux cours d'eau, même les plus importants, coulent par endroits dans des diaclases et changent brusquement de direction à plusieurs reprises. Ce réseau de diaclases joue donc un rôle primordial dans la morphogenèse.

b. Nord-Est du Fouta Djalon

Les formations infracambriennes du Plateau Mandingue se prolongent dans le Fouta Djalon oriental et ses contreforts septentrionaux. Elles ont été étudiées en détail au Sud de Kédougou par J. P. Bassot (1960 a) et par un groupe de géologues[8] de la C.F.P.[9]. Les géologues pétroliers distinguent deux séries séparées probablement par une discordance. Celle de Ségou,

1. Société des pétroles du Sénégal.
2. Renseignements oraux ; les documents de ces recherches géologiques sont restés inédits.
3. Carte géologique au 1/500 000, feuille Kita-Est, Dakar, 1946.
4. Sauf peut-être par des géologues pétroliers, dont les résultats restent confidentiels.
5. P. Michel, 1962 b.
6. C'est la série de Koulouba ; les deux autres sont appelées : série de Sotuba et série de Nara.
7. C'est pourquoi la carte de synthèse au 1/2 000 000, établie par le B.R.G.M., la figure aussi comme infracambrienne.
8. M. Arnould, J. P. Aymé, R. Guillaume, 1959 ; M. Arnould, R. Guillaume, 1959.
9. Compagnie française des pétroles.

qui repose sur le socle, est constituée de *grès très souvent quartzitiques, très fissurés*, de couleur rose à blanc sale, d'une puissance de 600 m. La série supérieure, dite de Madina Kouta, présente de haut en bas les niveaux suivants :

3. *Argilites* supérieures rouge violacé, dures.
2. *Grès quartzites* de la Kannta, souvent roses, hétérogènes.
1. *Argilites* inférieures, rouges, en général très indurées, avec quelques intercalations plus gréseuses.

L'épaisseur totale de cette série atteindrait environ 1 700 m en tenant compte des nombreux sills de dolérite qui la traversent. Toutes ces couches sont affectées d'un pendage sud, variant entre 3° et 5° ; elles deviennent à peu près horizontales aux abords du massif de Mali.

L'importance des différents niveaux se modifie semble-t-il vers l'Est. Dans la partie nord-ouest du Fantofa, la série de Ségou n'a plus que 50 m d'épaisseur. Elle se termine en biseau, puisque les argilites inférieures de la série de Madina Kouta reposent directement sur le socle en bordure de l'entaille de la Falémé[1]. Les argilites supérieures de cette série s'étendent vers l'Est et le Sud-Est, contournant le massif de Mali. Pour cette partie orientale du Fouta Djalon la stratigraphie n'est pas connue de façon détaillée. D'ailleurs les nombreuses venues de dolérite, le recouvrement latéritique et la végétation dense rendent les observations très difficiles et les essais de raccordement s'avéreraient ardus.

Deux mesures d'âge absolu indiquent que la sédimentation a commencé il y a environ 1 milliard d'années et s'est sans doute terminée peu avant le Cambrien, autour de 650 millions d'années[2]. Les séries de Ségou – Madina Kouta sont donc très anciennes et devraient, selon la chronologie générale, être classées dans l'Antécambrien supérieur. J. P. Bassot (1963) note à ce sujet que le terme Infracambrien, très utilisé maintenant en Afrique occidentale, est assez mal défini et qu'en particulier il ne comporte aucune limite inférieure[3].

Après leur dépôt, les séries de Ségou et de Madina Kouta ont été soulevées par des mouvements tectoniques verticaux et soumises à une forte érosion. Elles ont complètement disparu à l'Ouest du méridien 12°25′ et des sédiments cambriens les relaient[4].

2. LE CAMBRIEN ET L'ORDOVICIEN TABULAIRES

a. Région de Kayes-Assaba

Les dépôts du Cambrien inférieur ont été étudiés par L. Baud[5] dans la région de Kayes et plus récemment par C. Bense (1959 a, 1961) dans les environs de Kiffa et le long de la vallée du Karakoro, au pied du plateau de l'Assaba (pl. II).

Cette série, essentiellement schisto-dolomitique, s'oppose aux autres formations paléozoïques à faciès surtout gréseux. Elle recouvre soit les niveaux de l'Infracambrien, soit directement le socle antécambrien, lorsqu'ils ont été érodés. *A sa base se trouve souvent une tillite*[6], constituée de blocs et de galets, de natures diverses, principalement de roches cristallines. La dimension des blocs peut atteindre 2 à 3 m ; une pâte calcaro-pélitique, verdâtre ou rougeâtre, forme le ciment. Sa puissance, très variable, est comprise entre 0 et 60 m. Les plus

1. Renseignement oral de J. P. Bassot.
2. J. P. Bassot, M. Bonhomme, M. Roques, M. Vachette, 1963.
3. Notons que dans la carte tectonique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000, éditée en 1968 par l'Association des services géologiques africains (A.S.G.A.) et l'U.N.E.S.C.O., toutes les formations de couverture attribuées jusqu'à présent à l'Infracambrien sont rangées dans le « Précambrien supérieur », par référence à ces quelques âges absolus ; la notice explicative de cette belle carte de synthèse vient juste de paraître.
4. J. P. Bassot, 1960 a, 1963.
5. Notices explicatives des cartes géologiques au 1/500 000, feuilles Kayes-Ouest et Kayes-Est, Dakar, 1950. Les levés de terrain ont été faits avant 1940.
6. La découverte de galets striés par C. Bense prouve que cette formation est bien d'origine glaciaire, comme on l'admettait jusqu'à présent.

grandes épaisseurs se trouvent à l'Est de Kayes, où d'importantes venues de dolérites la coiffent, protégeant ainsi ce niveau très sensible à l'érosion. La tillite a aussi été observée sur certains plateaux de l'Afollé[1] et elle apparaît plus au Sud dans la vallée du Bakoy, aux environs de Toukoto et entre Kita et Galé[2].

Ce conglomérat est surmonté de couches alternées de calcaires, de pélites et jaspes, et de grès. C. BENSE (1959 a) a précisé la succession stratigraphique de cette série, dite de Kayes. Elle est formée, de haut en bas, par :

4. Un niveau de dolomie, qui se différencie du niveau inférieur (n° 1) par une teneur plus élevée en dolomite.
3. Des bancs de grès à patine chamois. Ces grès fins, très durs, type grauwacke, affleurent dans la région de Kayes et à l'Ouest du Karakoro. Leur épaisseur atteindrait 100 m à la latitude de Kankossa.
2. Des couches de pélites tendres, facilement érodables, avec intercalation de bancs de jaspes, plus durs. Cette formation est bien représentée le long du Karakoro.
1. Un banc de calcaire dolomitique, recouvert par un petit niveau de barytine. Sa puissance n'excède pas 15 m.

Comme la plupart de ces roches sont très sensibles à l'érosion en milieu tropical, les différents niveaux de la série ont été largement déblayés. Leur puissance totale peut être estimée à 250 m dans la région de Kayes et le long du Karakoro.[3] Dans cette vallée elles présentent un très faible pendage ouest.

Les formations du Cambrien inférieur affleurent largement vers l'Est, dans le bassin de la Kolinbiné et dans la région de Nioro (pl. II). L'épaisseur du niveau de pélites augmente considérablement. Le sondage de Nara, profond de 242 m, est resté dans cette formation de pélites schisteuses à passées de grès pélitiques[4], alors qu'elle ne dépasse pas 70 m dans la vallée du Karakoro[5]. D'épais sills de dolérite se sont mis en place dans ces sédiments fins, principalement entre Bafoulabé et Nioro et au Nord de Toukoto (fig. 3 A).

A l'Ouest du Karakoro, la série de Kayes est couverte en concordance par une ***nouvelle série gréseuse***, rattachée au CAMBRIEN SUPÉRIEUR et à l'ORDOVICIEN. Elle forme les plateaux de l'*Assaba* et affleure plus largement au Nord, dans le *Tagant* (pl. II). Les couches sont subhorizontales dans la partie est. Vers l'Ouest, par contre, elles sont affectées de plis d'axe N-S ; le long du rebord occidental de l'Assaba les pendages peuvent atteindre par endroit 60°.

Selon C. BENSE (1961) il est difficile de donner une succession stratigraphique détaillée de la série, à cause des changements latéraux de faciès sur des distances souvent faibles. L'étude régionale a cependant permis à ce chercheur de dégager la succession générale suivante :

— A la base se situent des *pélites* mauves et vertes ou des *grès fins*, bien stratifiés et se débitant en plaquettes. Au Sud de l'Assaba, la formation présente un faciès conglomératique à billes de quartz. Sa puissance varie entre 50 et 300 m ; elle est de 150 m à la passe de Soufa.
— Viennent ensuite des *grès mauves, alternativement durs et tendres.* Ils présentent le plus souvent des stratifications entrecroisées, mais de moindre amplitude que celles de certains grès infracambriens de l'Afollé. Leur épaisseur d'environ 100 m reste sensiblement constante.
— Cette formation est coiffée par des *grès quartzites blancs, saccharoïdes, durs et compacts*, qui donnent naissance à des corniches abruptes. Les épaisseurs observées ne dépassent pas 75 m, mais ce niveau a été partiellement décapé.

1. C. BENSE, 1961 ; L. BOURGUET, F. LELONG, A. LERMUZEAUX, 1961.
2. R. DARS, J. SOUGY, J. VOGT, 1959.
3. Selon C. BENSE, 1959 a.
4. Cf. R. DARS, 1960. Ce géologue avait attribué ces formations, appelées série de Nara, à l'Infracambrien supérieur. Selon R. DARS, des recherches de géoghysique permettent de penser que la série doit atteindre une épaisseur de 1 000 m au moins.
5. C. BENSE 1959 a.

Dans l'ensemble, la puissance totale de la série n'excède pas 350 m. Elle croît cependant vers le Nord.

b. Fouta Djalon central

Les formations du Cambrien et de l'Ordovicien réapparaissent au Sud dans le Fouta Djalon (pl. II), où elles *affleurent jusqu'aux sommets des principaux reliefs : massif de Mali et hauts plateaux de Labé-Pita.* Dans la partie est les couches reposent en continuité sur les dépôts de l'Infracambrien ; vers l'Ouest elles viennent buter contre ces mêmes dépôts par contact d'érosion le long d'une ligne sinueuse, passant par Kama et Walidiala ; localement le contact s'établit par faille[1].

Le Cambrien inférieur est représenté par la série de Walidiala. On trouve à sa base la tillite, constituée de blocs mal calibrés, cimentés par des pélites argileuses vertes, non métamorphiques. Elle est recouverte d'une succession de pélites[2] et grès, coiffée d'un niveau de jaspes. L'épaisseur de la série n'est que de 40 m au pied du massif de Mali mais augmente à 165 m vers le Nord-Ouest, où apparaît en outre un niveau de calcaire dolomitique.

Sur ces dépôts s'empile l'épaisse masse des « schistes de Mali »[3]. Les géologues pétroliers A. Arnould et R. Guillaume (1959) y ont distingué deux termes, de nature très voisine : *à la base des pélites plutôt argileuses et au sommet des pélites à tendance finement gréseuse.* L'ensemble de la série est traversé sur toute sa hauteur par *un grand nombre de sills doléritiques*, parfois très épais. Elle atteint une épaisseur de 1 000 à 1 200 m, y compris les sills de dolérite ; l'ensemble des sills a une puissance moyenne de 500 m dans les rebords du massif de Mali.

Les pélites argileuses inférieures sont des pélites noires ou de couleur sombre, se débitant par endroits en plaques régulières à la façon des ardoises. Vers le haut ils passent insensiblement à des pélites de plus en plus riches en éléments gréseux. Les couleurs deviennent beaucoup plus claires, avec des tonalités rose, gris-bleu et crème. La roche est presque toujours altérée. Au sommet de ces pélites gréseuses on voit apparaître des niveaux détritiques grossiers, pouvant atteindre par endroits un développement appréciable. Ils sont formés de grès friables, parfois grossiers et feldspathiques, de couleur blanche à lie-de-vin[4].

Les pélites gréseuses à lentilles de grès apparaissent entre les puissantes venues de dolérites dans le massif de Mali et les hauts reliefs résiduels, qui s'égrènent au Nord-Ouest, ainsi que sur le plateau de Labé aux environs immédiats de la ville. A l'Ouest et au Sud-Ouest de Labé, les « schistes de Mali » sont couverts par les grès de la Sala et de Lelouma[5], attribués à l'Ordovicien. A l'Est de Pita, par contre, le niveau de grès repose directement sur le socle antécambrien. Ces *grès siliceux* présentent de nombreuses passées quartzitiques à la base. Vers le haut ils deviennent très grossiers, blancs, d'aspect saccharoïde, avec des stratifications entrecroisées. Ces grès renferment aussi des niveaux à grosses dragées de quartz blanc. Ils sont traversés de diaclases et se revêtent à l'air libre d'une patine sombre. Leur épaisseur moyenne se chiffre à 350-400 m ; ils s'épaississent vers le Sud et peuvent atteindre localement une puissance de 750 m.

A l'Ouest de Pita les « schistes de Télimélé » reposent en concordance sur les grès de la Sala et de Lelouma. Ces schistes ont pu être datés dans la région de Télimélé, grâce à la présence de graptholites[6] : ils sont d'âge silurien[7]. Leur position stratigraphique indubitable permet de les distinguer des « schistes de Mali » avec lesquels ils offrent de grandes similitudes

1. A. Arnould, R. Guillaume, 1959 ; J. P. Bassot, 1960 a.
2. Les géologues pétroliers emploient souvent les termes anglais silt, siltstone comme équivalents des termes français pélites et schistes.
3. Cette dénomination ancienne a été reprise dans les travaux récents.
4. Cf. nos coupes géologiques sommaires du massif de Mali et de ses contreforts. P. Michel, 1958, Annexe p. 38-41.
5. A. Arnould, R. Guillaume, 1959 ; on les appelle aussi grès de Pita.
6. Cf. E. de Chételat, 1938.
7. Rappelons que le Congrès géologique de Copenhague (1960) a supprimé l'étage gothlandien et a créé deux systèmes indépendants : l'Ordovicien et le Silurien.

de faciès : ce sont aussi des pélites argilo-gréseuses souvent bariolées[1] ; leur épaisseur est cependant bien moindre (150 à 200 m). Les affleurements de schistes siluriens se situent déjà en dehors des bassins du Sénégal et de la Gambie. Nous les mentionnons néanmoins, puisqu'ils ont joué un grand rôle dans la formation des latérites sur les témoins de vieilles surfaces d'aplanissement à la bordure occidentale du plateau de Labé.

Ces séries sédimentaires du Paléozoïque restent subhorizontales dans le Fouta Djalon et ne présentent que des pendages faibles en allant vers l'Ouest. Par contre plus au Nord, sur la moyenne Gambie, la basse Falémé et le long de la bordure occidentale de l'Assaba, les couches sont affectées par une tectonique beaucoup plus violente.

3. LES ZONES A ROCHES PLISSÉES ET MÉTAMORPHIQUES

A l'Ouest de l'Assaba et sur la basse Falémé, deux bandes de terrain de direction méridionale s'individualisent et s'étalent en bordure des dépôts tertiaires du golfe sénégalo-mauritanien (pl. II). Ces formations ont été étudiées par L. RENAUD entre 1949 et 1958.

a. Régions de Bakel et de Mbout

La bande orientale, large de 10 à 30 km, montre une succession de jaspes, schistes et grès. C'est la *série de la Falémé*, appelée plus couramment ***Falémien.*** Les grès en constituent le niveau caractéristique. Ces *grès du Boundou*, de couleur rose ou grise, sont souvent assez grossiers, feldspathiques, parfois arkosiques, et parcourus de nombreux filonnets de quartz entrecroisés. Les jaspes, rouge à violet ou bleu, et les pélites et phtanites sont aussi recoupés de petits filons de quartz. Les pendages, très forts au Sud, s'atténuent au Nord du Sénégal et ne dépassent guère 35 à 40°.

La bande occidentale est composée de roches faiblement métamorphiques, de la zone des micaschistes supérieurs. Elle s'étire dans le bassin du Sénégal, de Bakel à Mbout (pl. II), et se prolonge vers le Nord-Ouest jusqu'à Akjoujt. C'est la ***série de Bakel-Mbout,*** *constituée surtout de quartzites et de schistes.* La largeur des affleurements de la série augmente progressivement vers le Nord, passant de 10 km au niveau de la basse Falémé à 130 km sur le cours supérieur du Gorgol blanc. Les quartzites sont bien représentés dans la région de Bakel. Il s'agit de quartzites clairs, blancs, massifs et lités, en dalles, dont l'épaisseur des bancs varie de quelques centimètres à plusieurs décimètres. Les faciès caractéristiques contiennent fréquemment de la muscovite, qui donne à la roche un aspect lustré. Les quartzites de Bakel sont bordés à l'Est par une bande de chloritoschistes et séricitoschistes, appelés par L. RENAUD (1959) « schistes de Youpé Amadi ». Dans la région de Mbout cette bande de schistes métamorphiques s'élargit considérablement. D'importants filons de quartz blanc les traversent. Les quartzites de Mbout ressemblent à ceux de Bakel. Vers l'Ouest, ces formations plongent sous les dépôts du Tertiaire (fig. 3 A). Les pendages sont de l'ordre de 30 à 40°. L'ensemble de la série présenterait une tectonique ondulée, déversée vers l'Est de façon à peu près isoclinale[2].

La datation de ces deux séries a alimenté de nombreuses controverses au cours des dix dernières années. Malgré certaines critiques, L. RENAUD (1959) a conservé la chronologie de ses prédécesseurs, qui ont attribué la série de Bakel-Mbout à l'Antécambrien moyen (Birrimien) et le Falémien à l'Antécambrien supérieur. *Depuis 1958 le problème des relations entre les couches tabulaires du Paléozoïque et ces formations plissées et partiellement métamorphiques a été repris par* J. P. BASSOT, C. BENSE et J. DELPY. Ces trois géologues ont observé en plusieurs endroits, grâce à des études pétrographiques détaillées, des passages latéraux des roches

1. C'est pourquoi avant l'individualisation des séries de l'Infracambrien, grâce à la découverte de la tillite, les « schistes de Mali » étaient aussi attribués au Silurien. Cf. la carte au 1/500 000, feuille Kindia-Est, Dakar, 1959. Les levés de cette carte ont été faits de 1949 à 1951.
2. L. RENAUD, 1959, p. 40.

sédimentaires à des faciès métamorphiques. Ils ont constaté que les plissements sont de plus en plus intenses vers l'Ouest et d'autant plus sensibles que les formations sont plus plastiques.

C. BENSE (1959 b, 1961) a remarqué dans la région de Sélibabi en trois endroits, à la base du Falémien, un conglomérat qui n'est autre que la tillite de la base du Cambrien. Les pélites se transforment en schistes ; on retrouve les niveaux de jaspes et de dolomie, mais plissés ; les grès cambro-ordoviciens du plateau de l'Assaba passent aux grès du Boundou. J. P. BASSOT et J. DELPY (1960 a) ont montré que dans la région de Kidira les couches cambro-ordoviciennes, à peine ondulées à l'Est de la Falémé, se plissent de plus en plus vers l'Ouest pour constituer des plis isoclinaux à fort pendage ouest. Les roches pélitiques sont modifiées de plus en plus pour aboutir dans la partie occidentale, vers Youpé Amadi, aux séricitoschistes. Les bancs de grès interstratifiés sont recristallisés, injectés de quartz, et passent aux quartzites de Bakel typiques. A la suite de ces observations J. DELPY (1960) a attribué la série de Bakel au Paléozoïque.

Ces travaux ont démontré que *le Falémien représente un « style tectonique du Paléozoïque soudano-mauritanien »*[1], c'est-à-dire l'équivalent plissé des séries cambro-ordoviciennes tabulaires, qui couvrent la plate-forme ouest-africaine vers l'Est[2]. Les formations synclinales, mieux protégées de l'érosion par les grès durs sus-jacents, restent actuellement en relief, alors que les anticlinaux, dont le cœur est constitué de formations plus tendres, ont été plus ou moins évidés d'après C. BENSE (1961). *La série de Bakel-Mbout,* qui se déroule à l'Ouest, apparaît comme *un faciès légèrement métamorphique de cette succession de couches.* Les mesures de pendages y sont plus difficiles. Selon J. P. BASSOT et J. DELPY (1960 b) la structure de la chaîne quartzitique des Oua Oua ne serait pas monoclinale mais ondulée et parfois micro-plissée[3]. Les récentes études de R. LILLE (1964, 1967, 1969) et de J. C. CHIRON (1969) montrent que *la tectonique résulte d'une poussée d'Ouest en Est, qui a provoqué des plis du style série de couverture.* Les plis, très réguliers dans les Monts Oua Oua, s'incurvent vers l'Est et prennent dans le massif d'Artémou une direction parallèle au contact du socle (feuille Sélibabi).

Les recherches géologiques de R. LILLE (1964, 1967) dans la région du Guidimaka ont permis de préciser la stratigraphie de la série Bakel-Mbout et du *Falémien, appelé série de Sélibabi.* Cette dernière est profondément affectée par des phénomènes volcaniques. Les formations volcano-sédimentaires comprennent des laves, conglomérats et tufs, des jaspilites et des serpentines (feuille Sélibabi). Les principaux termes sédimentaires de la série de Kiffa ont été retrouvés, mais chaque niveau est lenticulaire et peut passer latéralement à des dépôts volcaniques. Ainsi la série de Sélibabi correspond à une zone d'instabilité en bordure de craton.

La série de Bakel-Mbout repose sur le socle granitisé[4] par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, qui contient des galets de granites, de quartz et quartzites. L'existence de *puissantes formations volcano-sédimentaires* a été mise en évidence par G. ROCCI et R. LILLE (1964). Elles se localisent surtout à proximité de la boutonnière du socle (feuille Sélibabi) et présentent à la fois des faciès acides (rhyolites, dacites) et basiques (dolérites, laves andésitiques, chloritoschistes). La stratigraphie de cette série peut être schématisée par la succession de haut en bas :

5. Quartzschistes et arkoses métamorphiques
4. Quartzites à muscovite
3. Séricitoschistes et micaschistes
2. Formations volcano-sédimentaires
1. Conglomérat à galets du socle.

La série a été affectée par deux tectoniques souples successives, puis par une tectonique cassante qui semble correspondre au stade final de la deuxième tectonique souple ; c'est alors

1. C. BENSE, J. DELPY, 1959 ; J. DELPY, 1959 b.
2. C'est dans ce sens que nous utiliserons le terme.
3. D'après ces auteurs des pendages de schistosité auraient été pris pour des pendages vrais.
4. Cf. paragr. A 2.

que les schistes ont été recoupés par les nombreux filons de quartz et quelques filons de dolérites. Le croisement d'axes anticlinaux des deux tectoniques explique l'affleurement du socle en petits massifs ovoïdes au sein de la série de Mbout (feuille Sélibabi).

b. Moyenne Gambie

Que deviennent ces formations plus au Sud, sur la moyenne Gambie entre Kédougou et Koundara ? *Les terrains falémiens y constituent deux unités distinctes, séparées par les formations métamorphiques des Monts Bassari* (pl. II). Les études de J. P. Bassot (1960 c, 1963, 1969) ont précisé leur stratigraphie et leur tectonique.

La *bande orientale* montre les niveaux suivants, de haut en bas :

7. Grès rouges argileux feldspathiques (grès du Boundou)
6. Pélites jaunâtres
5. Grès chamois
4. Pélites
3. Jaspes gris ou bleus
2. Calcaires dolomitiques
1. Conglomérat calcaro-argileux, d'origine glaciaire[1].

L'ensemble forme un synclinorium allongé NNE-SSW (fig. 3 B). La tectonique, calme sur la bordure orientale, s'amplifie vers l'Ouest : les plissotements se transforment en plis serrés isoclinaux. Au Sud du parallèle 12°30′ les plissements s'atténuent rapidement et le Falémien passe au Cambrien subhorizontal des contreforts du Fouta Djalon. La tillite de la base du Falémien se raccorde à celle de la série de Walidiala[2], prouvant ainsi que ces dépôts plissés sont d'âge paléozoïque.

La cuvette synclinale de Youkounkoun, à l'Ouest, présente une succession stratigraphique analogue; toutefois le niveau de jaspe manque et le conglomérat calcaro-argileux n'a pas été observé. Mais les grès rouges feldspathiques sont les mêmes que ceux de la bande orientale. Ils sont coiffés en trois endroits par des grès blancs, identiques à ceux de la région de Pita, considérés jusqu'à présent comme ordoviciens[3] ; le lambeau le plus étendu et le plus épais forme le plateau du Badiar à l'Ouest de Koundara. La tectonique est symétrique de celle de la bande orientale par rapport à la chaîne Bassari : assez calme à l'Ouest, la série se plisse en allant vers les formations métamorphiques des Bassari, dont elle est séparée par une faille (pl. II).

Dans ce secteur méridional apparaît souvent à la base du Falémien un *complexe de roches d'origine volcano-sédimentaire.* Comme dans les séries de Bakel-Mbout et de Sélibabi, les manifestations volcaniques sont représentées à la fois par des venues acides et basiques. Selon J. P. Bassot (1960 a, 1963), le groupe de roches acides comprend des rhyolites, tufs et grauwackes ; il affleure largement dans la région de confluence du Niokolo-Koba avec la Gambie (pl. II). Le groupe de roches basiques s'observe tout au long de la limite entre les terrains métamorphiques des Bassari et la bande falémienne orientale. Représenté principalement par des argilites et des tufs, il renferme aussi des laves basaltiques. Elles sont interstratifiées avec les pélites qu'elles peuvent remplacer complètement. Des études géophysiques ont permis d'évaluer la puissance de l'ensemble des niveaux du Falémien à 2 000-3 000 m, avec un maximum de 4 000 m au centre de la cuvette de Youkounkoun[4].

La chaîne des Bassari est constituée de roches faiblement métamorphiques. Le faciès schisteux domine : ce sont des schistes sériciteux, des schistes verts et des prasinites. Au

1. Notons que J. P. Bassot a trouvé dans ce niveau des galets striés ; *in litt.* 13 mai 1963 et J. P. Bassot, 1963.
2. Cf. ci-devant, paragr. B 2 b.
3. M. Arnould, R. Guillaume, 1959. Se basant sur des faits d'ordre tectonique, J. P. Bassot attribue ces grès blancs au Silurien inférieur. Cf. *infra.*
4. Notice explicative de la feuille Kédougou au 1/200 000, Dakar, 1963, p. 7.

Nord-Ouest apparaissent des quartzites. J. P. Bassot (1960 c, 1963) considère cette bande de terrains métamorphiques comme une ramification de la série de Bakel-Mbout[1]. En outre, *les terrains sédimentaires falémiens du synclinal de Youkounkoun ont été affectés sur leur bordure ouest par le métamorphisme ;* comme dans les régions septentrionales, on passe progressivement à un ensemble métamorphique, qui est recouvert à l'Ouest par des dépôts du Tertiaire (fig. 3 B). Les roches sont presque partout masquées par des formations superficielles ; d'après quelques rares affleurements, cette *série de la Koulountou*, large d'une vingtaine de kilomètres, serait surtout constituée de schistes sériciteux, traversés de filons de quartz, rappelant ceux de la région de Mbout.

La grande épaisseur des couches, la prédominance du faciès pélitique, les éruptions volcaniques de type ophiolithique, l'action d'un métamorphisme léger, tous ces caractères semblent indiquer *la mise en place dans un géosynclinal, qui se serait formé au début du Paléozoïque, le long du bord occidental de la plate-forme ouest-africaine.* Nous avons vu que ces sédiments ont été soumis à une tectonique parfois violente ; les plis de style divers sont accompagnés de quelques grandes cassures.

c. Les mouvements tectoniques

Quel est l'âge de ces plissements et du métamorphisme qui les accompagne ? Les plus récents se sont produits après le Dévonien, dans la partie septentrionale, puisqu'au Tagant occidental des grès dévoniens plissés subsistent dans les synclinaux (pl. II)[2]. Les géologues les rattachaient aux mouvements hercyniens, *sensu lato.* Cette hypothèse a été confirmée par les mesures d'âge absolu de M. Bonhomme (1962, p. 39) sur les micas de deux échantillons de granite, prélevés dans la région d'Akjoujt (fig. 4). Les déterminations donnent les âges respectifs de 327 et 243 millions d'années[3]. La deuxième tectonique souple de la série de Bakel-Mbout se situerait, d'après les âges obtenus jusqu'à présent, à la limite Dévonien-Carbonifère, alors que la première n'est pas encore datée[4].

Avant les recherches de R. Lille dans le Guidimaka, J. P. Bassot (1963) *avait déjà pu distinguer au Sénégal oriental et dans le Nord de la Guinée deux phases de plissement.* La première a été datée de 440-430 millions d'années[5]. Elle aurait donc eu lieu entre l'Ordovicien et le Silurien, avant le dépôt des grès blancs, surmontés en concordance par les schistes à graptholites. La seconde orogenèse remonterait à 365-360 millions d'années, à la fin du Dévonien, entraînant le métamorphisme de la série de la Koulountou. Dans sa récente note de synthèse, J. P. Bassot (1969) établit une comparaison avec la Mauritanie occidentale. Les plissements ont été plus précoces au Sud. Néanmoins d'après la datation d'un micaschiste près de Bakel (206 millions d'années), des mouvements tectoniques se seraient poursuivis jusqu'au début du Permien. Selon J. P. Bassot (1963) les structures plissées de premier ordre présentent une orientation NNE à NE dans les formations plissées du Sénégal oriental.

Il nous paraît intéressant de signaler que J. Sougy (1961) a découvert des niveaux paléozoïques plissés et des formations métamorphiques dans le Zemmour noir, à l'extrémité nord-ouest de la Mauritanie (fig. 4). Ainsi les deux séries que nous venons de décrire se prolongeraient à travers le Rio de Oro jusqu'au Maroc. J. Sougy (1962) *a proposé le nom de* ***Mauritanides*** *pour désigner cette* ***chaîne hercynienne****, qui bordait à l'Ouest les boucliers saharien et ouest-africain.* Dans la région d'Akjoujt, en Mauritanie occidentale, les plissements ont été très accentués. La série d'Akjoujt représenterait des terrains allochtones, d'âge inconnu, disposés en écailles et charriés localement sur les formations paléozoïques[6]. Aux environs

1. Les travaux effectués depuis lors, par J. C. Chiron, 1963, confirment cette interprétation.
2. Cf. J. Delpy, 1959 a.
3. L'âge du granite est encore controversé. Mais le métamorphisme hercynien, qui a affecté la série d'Akjoujt, a fait recristalliser entièrement les micas.
4. R. Lille, 1967, 1969. Des échantillons ont été prélevés récemment pour faire de nouvelles datations.
5. J. P. Bassot, M. Bonhomme, M. Roques, M. Vachette, 1963.
6. F. Tessier, R. Dars, J. Sougy, 1961.

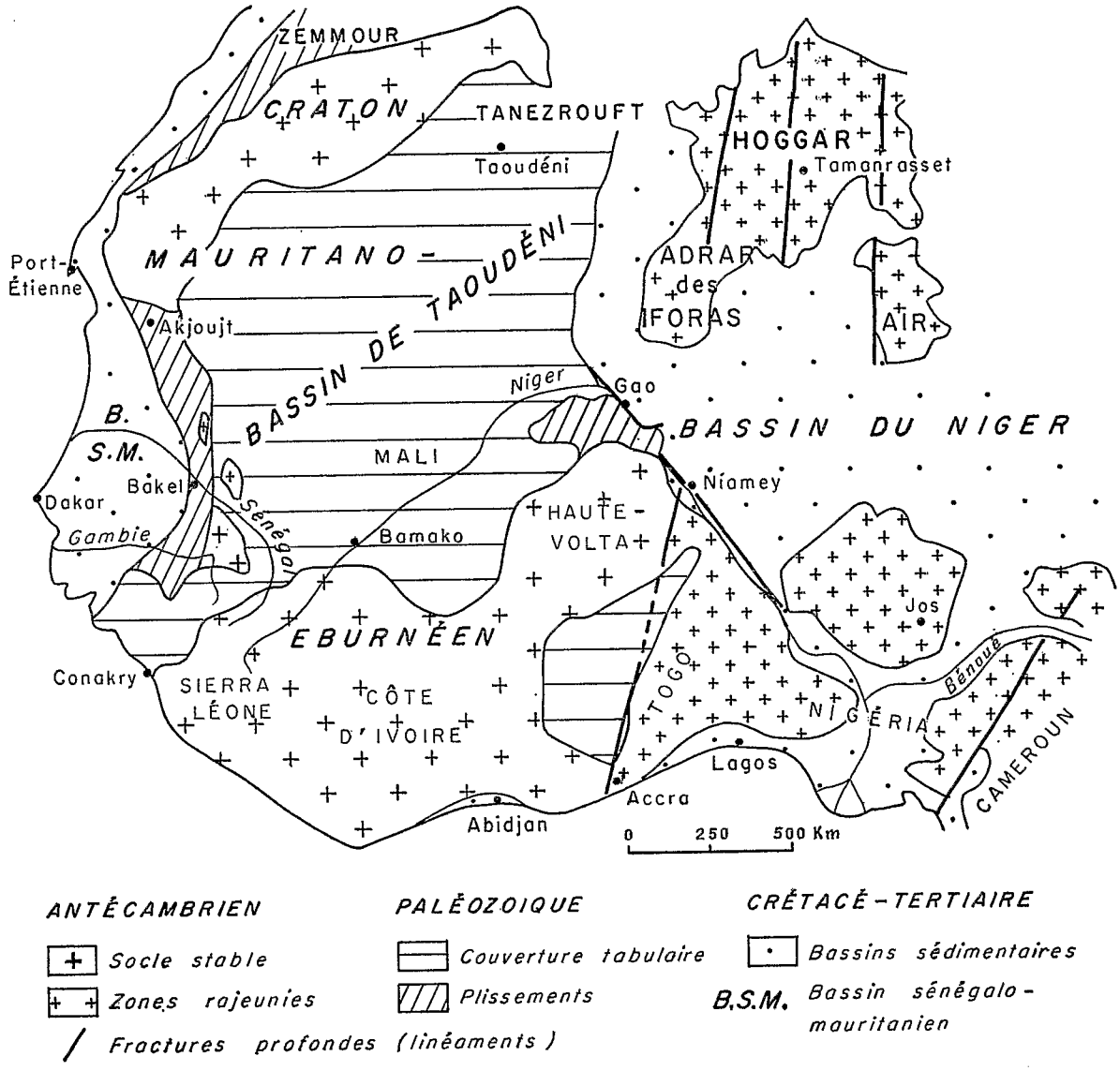


FIG. 4. — Grandes unités géologiques de l'Afrique de l'Ouest, d'après G. ROCCI (1965).

d'Akjoujt, où la tectonique est très complexe, un fragment du socle granitisé antécambrien a été incorporé à la chaîne des Mauritanides[1]. Les recherches se poursuivent dans les régions situées entre Akjoujt et le bassin supérieur du Gorgol. Par contre, d'après R. LILLE (1967, 1969) et J. C. CHIRON (1969), la série de Bakel-Mbout serait constituée de terrains autochtones, tout comme le Falémien, puisqu'elle repose sur le socle antécambrien par l'intermédiaire d'un conglomérat de base. Récemment J. SOUGY (1969) a précisé les grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides en fonction des études menées dans les divers secteurs de ce massif hercynien.

G. ROCCI (1965) a montré, dans son essai de synthèse sur la structure de l'Ouest africain d'après les mesures géochronologiques, que de vastes panneaux du socle antécambrien ont été « rajeunis » pendant le Paléozoïque, principalement au Hoggar et au Togo-Dahomey-

1. R. GIRAUDON, J. SOUGY, 1963.

Nigeria (fig. 4), alors que le craton mauritano-éburnéen est resté stable. A sa bordure orientale, les séries détritiques de la boucle du Niger se sont plissées et ont subi un léger métamorphisme, comparable à celui des séries de Bakel-Mbout et de la Koulountou, qui s'accentue vers l'Est[1].

Sur le craton mauritano-éburnéen, les mouvements hercyniens ne se sont manifestés que par des ***déformations à très grand rayon de courbure.*** Elles affectent les dépôts néritiques ou littoraux, essentiellement gréseux, qui couvrent le socle. *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie se situent sur les bordures de deux grandes cuvettes synclinales*[2] : celle de Taoudéni et celle de Basse-Guinée.

Le bassin de Taoudéni, *le plus vaste, s'étend sur la majeure partie de la Mauritanie, sur l'Ouest et le Nord du Mali, s'allongeant selon un axe SW-NE* (fig. 4). Les grès infracambriens du Plateau Mandingue constituent sa fermeture sud-ouest. Dans sa partie occidentale apparaissent des déformations secondaires : les grès infracambriens de l'Afollé ont été soulevés en dôme, entourés à l'Ouest et au Nord par les grès quartzites cambro-ordoviciens et dominés au Sud-Est par les venues de dolérites, mises en place dans les pélites du Cambrien inférieur (fig. 3 A).

La cuvette de Basse-Guinée, *de dimensions plus petites, présente une orientation SE-NW, donc perpendiculaire à celle du bassin de Taoudéni* (fig. 4). Ce sont les directions majeures des mouvements hercyniens sur la plate-forme ouest-africaine, se calquant sur celles des plissements antécambriens. Dans la partie ouest, en Basse-Guinée, subsistent les dépôts du Silurien et du Dévonien. Le Fouta Djalon septentrional, où s'empilent les séries de l'Infracambrien, du Cambrien et de l'Ordovicien, représente sa bordure nord-est.

Les bassins sédimentaires de Taoudéni et de Basse-Guinée sont séparés par une charnière anticlinale, que suit la moyenne Falémé et qui passe par Dinguiraye (pl. II). Le long de cet axe NW-SE, l'érosion posthercynienne a décapé les niveaux du Paléozoïque et fait apparaître le socle antécambrien, à la fois sur le haut Bafing, où il est essentiellement granitique, et dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie, où domine le faciès schisteux. Les deux boutonnières sont isolées seulement par une bande de grès infracambriens, atteignant à peine 50 km de large.

Aussi bien sur le socle qu'à l'intérieur ou au sommet des formations paléozoïques apparaissent en de nombreux points des dolérites. Ces roches occupent de vastes superficies dans certaines parties de la couverture sédimentaire (pl. II).

4. LES VENUES DE DOLÉRITES

Elles présentent des épaisseurs variables. Les caractères pétrographiques de la roche peuvent changer d'une venue à l'autre, parfois aussi au sein d'un même affleurement. Les géologues et les géomorphologues ouest-africains donnent le nom de dolérite à des roches cristallines de couleur gris foncé, parfois verte ou bleutée, dures, à allure générale intrusive, à grain de dimension variable, se débitant en boules sous l'effet de l'altération ; les études de laboratoire permettent de préciser la nature des échantillons, qui peuvent être classés alors en diverses catégories. Ces dolérites, au sens large, ont fréquemment développé dans les roches encaissantes un métamorphisme de contact, lequel a engendré surtout des cornéennes.

a. Extension et modes de gisement

La répartition des venues de dolérites et leurs modes de gisement dépendent des formations traversées. On remarque immédiatement qu'*elles sont moins développées au sein des roches granitiques et métamorphiques qu'à l'intérieur des séries sédimentaires* (fig. 3).

1. Cf. R. Reichelt, 1962, 1966.
2. On les appelle aussi des synéclises.

Dans la région granitique du haut Bafing les pointements de dolérites se localisent de préférence au voisinage des grès paléozoïques. R. Goloubinow (1936, p. 93-96) a remarqué dans les granites du haut Bafing et dans les roches métamorphiques au Nord de Siguiri que « la forme et la disposition des affleurements de dolérite indiquent l'existence d'un réseau de lignes de moindre résistance par où le magma basique a pu fuser ». Les venues se présentent dans ces roches le plus souvent en filon ou en « cheminée ».

A l'intérieur des couches sédimentaires ***les dolérites constituent surtout des sills*** et localement des dykes. Une seule cheminée a été repérée près du village Bandani dans les contreforts du Fouta Djalon, où une brèche éruptive constitue un piton haut d'une dizaine de mètres[1]. Des coulées certaines n'ont pas été observées jusqu'à présent. En revanche, selon R. Dars (1960, p. 160) « on note fréquemment des perturbations, rebroussements et dislocations des couches du toit », ainsi que des apophyses dans les sédiments du toit, signes spécifiques d'une mise en place sous forme de sills. Néanmoins les affleurements de dolérites se situent souvent au sommet des niveaux sédimentaires, couronnant l'ensemble des formations. Dans ces cas il ne s'agit nullement de coulées mais du dégagement d'anciens sills par érosion des couches supérieures généralement moins résistantes.

Ces intrusions doléritiques se sont mises en place de préférence dans les niveaux tendres et plastiques de pélites ou de schistes. *Les dépôts pélitiques du Cambrien (série de Kayes, « schistes de Mali ») ou de l'Infracambrien, qui atteignent de fortes épaisseurs dans certaines régions, constituaient la formation la plus favorable. Leur présence explique les importantes arrivées de dolérites du massif de Bafoulabé* (fig. 3 A) *et du Fouta Djalon septentrional et oriental*[2], *surtout dans le massif de Mali et dans la région de Tougué*[3]. Plusieurs sills se superposent fréquemment et s'y développent sur une grande épaisseur : dans le massif de Mali quatre sills s'échafaudent à travers les pélites et l'un d'eux atteint une épaisseur de 200 m sur le flanc nord du massif. Ces intrusions, soulevant les couches sus-jacentes en de vastes dômes, ont augmenté considérablement la puissance de la formation.

Dans les grès quartzeux durs et les grès quartzites, les venues de dolérite ne forment que de minces filons. C'est pourquoi elles sont souvent moins fréquentes et moins étendues dans les séries infracambriennes, constituées surtout d'épais dépôts de grès siliceux. Là aussi les sills se localisent dans les niveaux intermédiaires de pélites, qui opposaient une moindre résistance à la progression du magma. De ce fait les injections doléritiques occupent des surfaces plus réduites sur le Plateau Mandingue qu'au Fouta Djalon ou dans le massif de Bafoulabé (pl. II) ; néanmoins une reconnaissance en hélicoptère et des travaux au sol[4] nous permettent d'affirmer qu'elles sont plus nombreuses et souvent plus étendues que ne l'indique la carte géologique au 1/500 000[5]. La plupart des intrusions se situent dans la partie méridionale. Le secteur de Tambaoura, au Nord-Ouest, n'en contient guère. Notons, en outre, l'absence de venues doléritiques sur les plateaux gréseux de l'Afollé et de l'Assaba, alors qu'il en existe dans les pélites cambriennes du Hodh et de l'Aouker, sous le recouvrement de sables dunaires[6].

R. Dars (1960) a étudié les propriétés chimiques et les caractères pétrographiques des dolérites du Mali occidental. Celles-ci représentent la forme intrusive d'une association calcaro-alcaline, comparable à celles du Dekkan et de l'Afrique du Sud (Karroo) quoique légèrement plus potassique. Au sein des affleurements s'observent des roches à gros cristaux, à aspect doléritique, de couleur plus ou moins claire, localisées sous forme de petits filons, de taches ou de traînées et rappelant la disposition des pegmatites dans les granites. Ces roches leucocrates, appelées pegmatitoïdes, plus riches en silice et en sodium, sont le produit de la

1. Ses coordonnées sont long. 12°48′, lat. 12°15′. Cf. la notice de la carte géologique Dakar-Est au 1/1 000 000, Dakar, 1943.
2. L'explorateur G. Mollien (1829) avait déjà remarqué l'abondance de « diabases » dans le Fouta Djalon.
3. La stratigraphie de la région de Tougué est mal connue jusqu'à présent, mais il semble que les couches de pélites y soient très étendues.
4. P. Michel, 1960 a, 1962 b.
5. Feuille Kita-Est, Dakar, 1950.
6. C. Bense, 1961. L'Aouker s'étend au Nord de l'Afollé et à l'Est du Tagant.

différenciation ultime du magma doléritique. Ainsi J. P. BASSOT (1963) a observé au sommet d'un puissant amas doléritique au Sud du village Nangagni, dans les contreforts du Fouta Djalon, un niveau discontinu mais pouvant atteindre localement une épaisseur d'une dizaine de mètres, constitué de gros cristaux clairs.

Certaines parties présentent au contraire des cristaux de toute petite taille. R. GOLOUBINOW (1936) avait déjà constaté, lors de ses recherches en Haute-Guinée, que la dolérite acquiert un grain plus fin en se rapprochant du contact avec la roche encaissante, à cause du refroidissement plus rapide. Au contact même, une partie du magma reste vitreuse. R. DARS (1960) a aussi observé au Mali occidental ces bordures de refroidissement à faciès basaltique. Mais *le type le plus fréquent*, comme l'ont déjà noté A. LACROIX (1914 b) et E. DE CHÉTELAT (1938) pour la Guinée occidentale, *est une dolérite à grain moyen, de texture ophitique.*

b. Métamorphisme de contact

Le métamorphisme de contact, provoqué par les dolérites, *est de faible intensité mais montre une extension importante*[1]. Il se traduit surtout au toit et au mur, mais parfois aussi dans la masse même de la roche encaissante par l'apport de minéraux de métamorphisme souvent loin des zones de contact : c'est le cas notamment à l'intérieur des formations pélitiques[2]. H. HUBERT (1917 b) avait déjà décrit les effets de ce métamorphisme engendré par les venues doléritiques dans le Fouta Djalon septentrional. *Les pélites et les grès calcaires ou argileux se sont transformés en cornéennes; les autres grès, en quartzites.*

Les ***cornéennes*** *sont très abondantes dans le massif de Mali et ses contreforts, ainsi que dans le massif de Bafoulabé.* On peut observer par endroits le passage graduel des schistes à une roche sombre, dure, compacte, finement cristalline, qui a perdu sa schistosité. D'après des observations de J. P. BASSOT (1963) le long de la piste Termessé-Touba, dans les contreforts du Fouta Djalon, l'action d'un sill épais de 40 m s'est exercée dans les pélites sur une tranche de 50 m.

Les transformations de grès en quartzites à minéraux sont plus limitées : d'une part, comme nous l'avons signalé, les venues de dolérites sont beaucoup plus rares ; d'autre part, les actions du métamorphisme s'arrêtent à quelques centimètres du contact. Ces séries paléozoïques renferment en outre quelques niveaux peu épais de calcaire souvent dolomitique. Au contact des dolérites, les calcaires purs ont donné des calcaires cristallins, les calcaires impurs des cipolins à minéraux[3]. Notons que dans les formations birrimiennes le métamorphisme de contact autour des filons de dolérite est rarement perceptible[4].

Les travaux de R. DARS (1960) montrent que les dolérites ont pu être modifiées par la roche encaissante. Cet auteur a observé dans certains cas une bordure de refroidissement microlitique, enrichie en silice. A d'autres endroits la dolérite prend l'aspect d'une pegmatite ou devient même un granophyre, traduisant une métasomatose silico-potassique.

c. Leur âge

A quelle époque se sont produites ces intrusions doléritiques ? Peut-on distinguer plusieurs périodes de mise en place ? Selon R. GOLOUBINOW (1936), qui a examiné ces roches à la fois sur le socle et dans les terrains sédimentaires, « le groupement des dolérites sur la carte, leur ressemblance pétrographique font penser que toutes les dolérites sont du même âge, qu'elles apparaissent au milieu des grès horizontaux ou au milieu des roches cristallophyliennes ». Ce géologue note en outre que nulle part les dolérites ne sont écrasées, ni saussu-

1. R. DARS, 1960 ; J. P. BASSOT, 1963.
2. Cf. M. ARNOULD, R. GUILLAUME, 1959.
3. D'après H. HUBERT, cité par R. DARS, 1960.
4. Cf. J. P. BASSOT, 1963.

ritisées et ouralitisées ; il arrive tout au plus qu'elles soient diaclasées au point de se détacher en dalles. Elles se distinguent ainsi nettement des « roches vertes » du complexe volcano-sédimentaire birrimien.

La position des venues doléritiques par rapport aux différentes séries sédimentaires permet de connaître de façon approximative leur âge. Dans les bassins du Sénégal et de la Gambie les dolérites traversent les formations paléozoïques, qui se terminent avec les grès ordoviciens. Dans la cuvette synclinale de Basse-Guinée elles existent au milieu des dépôts siluriens et dévoniens[1]. *Au cœur du bassin de Taoudéni, dans le Nord-Est du Mali, les intrusions recoupent tout le Paléozoïque jusqu'au Carbonifère supérieur*[2] ; elles se sont surtout étendues dans les argiles et marnes gréseuses du Viséen[3]. Par contre, elles ne sont pas présentes dans les dépôts du Continental intercalaire, attribués au Jurassique et au Crétacé. Se basant sur ces observations, les géologues ouest-africains considèrent que ***les injections de dolérite sont liées aux mouvements hercyniens,*** *sensu lato.* Le magma basique a dû suivre les nombreuses cassures, qui ont disloqué alors le socle et sa couverture. Des levés précis montrent que *les intrusions s'orientent souvent selon des axes SW-NE et SE-NW, qui sont les directions prédominantes de la tectonique hercynienne.* Certains sills s'allongent du Nord au Sud. Ces trois orientations apparaissent nettement dans le massif de Mali et les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon[4].

Les venues de dolérites et les cornéennes, qui leur sont associées, jouent un grand rôle dans l'évolution géomorphologique. Nous avons déjà signalé qu'elles constituent, avec les grès quartzites, les principaux reliefs. En effet, *après le Paléozoïque la plate-forme ouest-africaine a connu une longue période d'émersion et d'érosion. Les plis et bombements hercyniens sont alors arasés.* La mer envahit les régions côtières du Sénégal au Jurassique et s'avance vers l'intérieur pendant le Crétacé. Lors de son extension maximale elle n'occupera cependant que la moitié ouest des deux bassins fluviaux. Ailleurs les formations paléozoïques restent soumises à l'érosion différentielle.

C. LES SÉRIES SÉDIMENTAIRES DU CRÉTACÉ ET DU TERTIAIRE

Seules les formations du Crétacé supérieur et du Tertiaire affleurent. Les autres ne sont connues que grâce aux sondages profonds, effectués pour recherches de pétrole depuis 1955 par les sociétés pétrolières S.A.P., S.P.S. et COPETAO[5]. Des études géophysiques les ont précédés ou complétés. La plupart des résultats sont encore inédits. Les divers géologues des trois sociétés ont bien voulu me communiquer certains renseignements d'ordre général et je tiens à leur exprimer ici ma gratitude[6]. *Ces sédiments présentent, en effet, un grand intérêt en tant que dépôts corrélatifs des principales phases d'érosion qui ont affecté les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie.* C'est pourquoi nous indiquerons les faciès, épaisseurs et extensions des couches profondes, avant d'étudier les niveaux affleurants, qui jouent un rôle direct dans la morphogenèse.

Dans les régions occidentales du Sénégal la puissance des séries sédimentaires du Secondaire et du Tertiaire se chiffre à plusieurs milliers de mètres. Elle diminue vers l'Est et n'atteint

1. En Guinée portugaise, les dolérites semblent traverser les grès siliceux attribués au Carbonifère, d'après A. Teixeira da Mota, 1954.
2. D'après J. R. Villemur, 1967. Cf. la carte géologique au 1/500 000 en 4 feuilles, éditée par le B.R.G.M. en 1962.
3. C'est le Carbonifère inférieur d'origine marine. Cf. J. Barrère, M. Slansky, 1965, et J. R. Villemur, 1967.
4. Cf. P. Michel, 1958, et la carte géologique Kédougou au 1/200 000.
5. Compagnie des pétroles de l'Afrique de l'Ouest, émanation de la C.F.P., déjà mentionnée.
6. J'ai pu consulter notamment le rapport de synthèse établi au début de 1963 par J. Castelain et J. Cauvin de la S.A.P.

plus que 400 à 600 mètres dans le Ferlo oriental et en Haute-Casamance (fig. 3). Les formations métamorphiques de la série Bakel-Mbout, attribuée au Paléozoïque, se situeraient d'après les recherches géophysiques à plus de 7 000 mètres en Basse-Casamance et vers 6 000 mètres dans la région de Saint-Louis. Le sondage D 1 près de Diourbel (fig. 5), à une centaine de kilomètres de la côte, a touché des diorites à la profondeur de 4 103 mètres. *La partie occidentale de ce vaste golfe marin a donc été soumise à une subsidence importante et prolongée.* Le socle, au sens large, s'enfonce brusquement le long d'une ligne méridienne passant près de Dagana, Linguère[1] et à l'Ouest de Kolda, en Moyenne-Casamance (fig. 3). Cette grande flexure apparaît bien sur la carte tectonique internationale de l'Afrique, éditée en 1968.

Les dépôts jurassiques se localisent uniquement dans l'Ouest du Sénégal. Des formations marines du Jurassique supérieur ont été reconnues dans le sondage Ndiass 1, au Sud-Ouest de Thiès (fig. 5), qui les a traversées sur 760 m sans atteindre la base[2]. Elles présentent un *faciès carbonaté:* ce sont des calcaires dolomitiques, le plus souvent oolitiques, assez riches en organismes. La microfaune indique le SÉQUANIEN comme âge le plus ancien. A Diourbel, le Jurassique est peut-être représenté par des sédiments littoraux de pélites, grès et conglomérats, épais de 400 m ; le conglomérat de base contient des éléments de grès quartzites et de roches éruptives.

Les niveaux du Crétacé ont une extension plus grande et forment le substratum des régions du Bas-Sénégal et de la Basse-Gambie. Les sondages, nombreux surtout dans l'Ouest, ont permis de préciser les faciès et de connaître leurs variations aussi bien dans l'espace que dans le temps.

1. LES DÉPÔTS CRÉTACÉS

Le NÉOCOMIEN *sensu lato*[3] présente, comme le Jurassique supérieur, à l'Est des faciès détritiques, surtout gréseux, et plus au large des *dépôts fossilifères, principalement calcaires; mais ceux-ci contiennent aussi des éléments détritiques.* Son épaisseur atteint 1 319 m au sondage de Ndiass, 775 m à Diourbel[4].

La sédimentation redevient plus fine pendant l'ALBIEN et le CÉNOMANIEN INFÉRIEUR. Parmi les dépôts détritiques prédominent d'abord les argiles versicolores, puis on observe une *alternance d'argiles grises et de grès fins tendres.* Ces niveaux contiennent des traces de lignite ou de gypse. La mer poursuit alors sa lente progression vers l'Est. On observe une subsidence accélérée en Casamance. La puissance des couches de l'Albien et du Cénomanien inférieur varie entre 600 m et 1 150 m.

Les caractères de la sédimentation se modifient au CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR. *Les dépôts détritiques deviennent nettement plus grossiers*[5]. Dans les régions de Kolda et de Linguère, les sables sont en général à gros grains et renferment des niveaux de graviers et de galets. La dimension moyenne des grains s'amenuise vers l'Ouest. Les sables et grès, qui montrent fréquemment une stratification entrecroisée, contiennent de la glauconie. Le Cénomanien supérieur est transgressif (fig. 5). Son épaisseur diminue de 600 m à 150 m en allant vers l'Est (fig. 3).

Au TURONIEN *la sédimentation redevient plus fine* et on remarque une extension moindre des dépôts détritiques littoraux. La mer est du type épicontinental. Le sable, mal classé, ligniteux et argileux, passe à des argiles feuilletées, versicolores ou grises. L'épaisseur du Turonien reste partout inférieure à 100 m.

La mer s'avance progressivement vers l'Est pendant le Sénonien supérieur et le Maes-

1. Cf. R. DÉGALLIER, 1954.
2. A. DE SPENGLER *et al.*, 1966.
3. Il comprend l'Aptien, le Barrémien, l'Hauterivien et le Valanginien.
4. A. DE SPENGLER *et al.*, 1966.
5. J. CASTELAIN, J. CAUVIN, 1963.

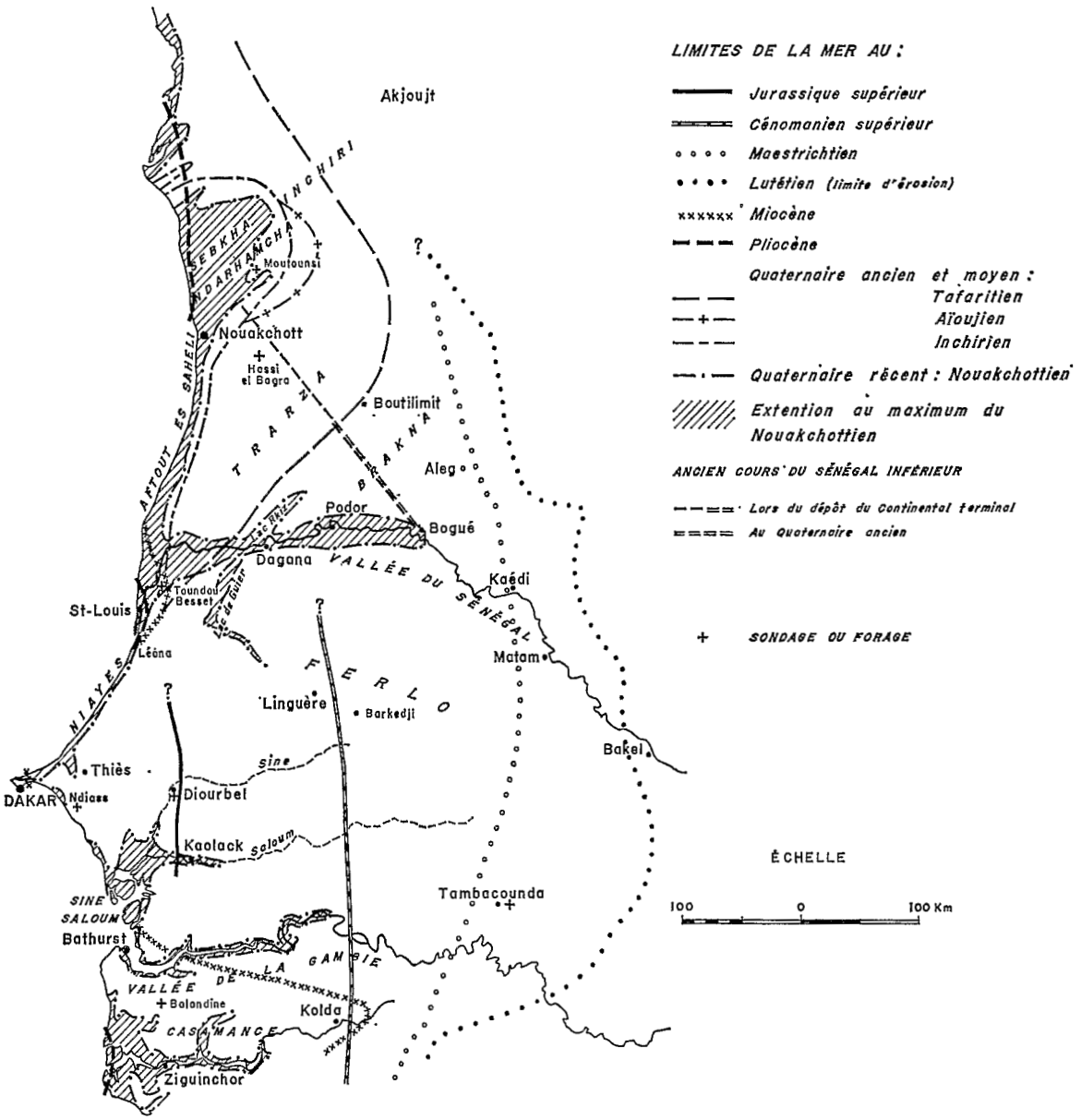


FIG. 5. — Les transgressions marines depuis le Secondaire au Sénégal et dans le Sud-Ouest de la Mauritanie.

trichtien (fig. 5). *Les apports détritiques l'emportent à nouveau sur la sédimentation chimique.* Au SÉNONIEN, *stricto sensu*, se déposent surtout des sables et des grès, qui s'étalent de l'ancien rivage jusqu'à la longitude 16° ; *des niveaux de graviers et galets* s'y intercalent. Un sondage situé au Sud-Est de Linguère a traversé un conglomérat épais de 40 m. Vers l'Ouest, les sables et les grès deviennent argileux, micacés ou calcaires. La puissance de ces couches varie de 60 à 300 m en bordure du bassin et s'élève à 600 m en Basse-Casamance et dans la région de Saint-Louis. Vers la fin du Sénonien se produisent des mouvements tectoniques. Ils se manifestent surtout par la mise en place du dôme de Léona, à une cinquantaine de kilomètres au Sud de Saint-Louis[1]. Un sondage implanté sur ce batholite, détecté par la

1. J. CASTELAIN, J. CAUVIN, 1963.

géophysique, a traversé entre 404 m et 708 m de profondeur un complexe de roches métamorphiques.

Le MAESTRICHTIEN se prolonge sous la vallée du Sénégal jusque dans la région de Kaédi (fig. 3 A). Il a été reconnu de chaque côté de la vallée par des sondages mécaniques et par la prospection géophysique. Au Nord du fleuve, le sondage de Niabina (près de Kaédi) a atteint cet étage à 118,5 m de profondeur et le sondage de Légat (région de Podor) à 112,6 m, selon P. ELOUARD (1959). Dans le Ferlo oriental, à une soixantaine de kilomètres au Sud-Ouest du fleuve, plusieurs forages du Service de l'hydraulique entrent dans la même formation vers 160 m[1]. Les faciès ressemblent à ceux du Sénonien. *Ces dépôts néritiques ou littoraux comprennent des sables hétérométriques, le plus souvent grossiers* avec quelques passées d'argiles, et des grès sableux à niveaux de quartz translucides ; sables et grès se chargent en micas et en feldspaths et leur grain devient de plus en plus grossier au fur et à mesure qu'on se rapproche de l'ancien rivage. A l'Ouest, dans la région côtière actuelle et en Basse-Gambie, les grès font place peu à peu à des argiles feuilletées, couleur gris foncé[2]. Des grès calcaires apparaissent au sommet. L'épaisseur du Maestrichtien est de l'ordre de 100 m à proximité du continent. Elle augmente progressivement jusqu'au rebord de la plate-forme continentale pour atteindre 500 m à 600 m en Casamance.

Il est probable qu'une régression généralisée a affecté l'ensemble du bassin à la fin du Maestrichtien. Quoi qu'il en soit, *ces couches ont subi ultérieurement des déformations importantes dans la zone occidentale.* Ainsi les grès maestrichtiens affleurent entre Dakar et Thiès dans le horst de Ndiass, limité à l'Ouest par un champ de fractures[3] ; ils se relèvent aussi dans la région de Richard-Toll et sont peut-être subaffleurants près du lac Rkiz[4]. Ailleurs le Maestrichtien est recouvert par les étages de l'Éocène, diversement transgressifs.

2. L'ÉOCÈNE

Les géologues ouest-africains le subdivisent en : Paléocène, Éocène inférieur, Éocène moyen, qui correspond au Lutétien, et Éocène supérieur. Pour l'Éocène moyen ils distinguent souvent le Lutétien inférieur du Lutétien supérieur.

a. Les niveaux antélutétiens

Le PALÉOCÈNE n'affleure que dans l'Ouest du Sénégal, principalement dans les environs de Mbour et à la périphérie du Massif de Ndiass où il a été étudié par F. TESSIER (1950). Il est représenté par *des calcaires et des marnes,* qui deviennent plus gréseux dans la partie orientale du bassin. Le littoral paléocène semble coïncider avec le cours inférieur actuel du fleuve Sénégal[5]. Une subsidence lente se manifeste, plus accentuée en Casamance qu'ailleurs. L'épaisseur du dépôt varie de 40 m à 120 m.

L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR est bien visible dans les tranchées de la « falaise » de Thiès. De là les affleurements s'étendent vers le Sud-Est jusqu'au Sine-Saloum[6]. Les différents niveaux de l'Yprésien apparaissent de part et d'autre du lac de Guier (feuille Dagana). Cet étage est constitué surtout *de marnes et d'argiles.* Les dépôts caractéristiques de l'Éocène inférieur sont des argiles « papyracées » blanches ou gris clair, se débitant en plaques, formées essentiellement d'attapulgite. La partie supérieure présente un faciès plus calcaire : c'est l' « horizon de Ngazobil » défini par F. TESSIER (1950). L'épaisseur moyenne passe d'Est en Ouest de 40 m à 140 m et atteint 200 m dans la région de subsidence au Sud du Delta du Sénégal.

1. R. DÉGALLIER, 1954.
2. A. DE SPENGLER *et al.*, 1966.
3. Cf. la carte géologique du Sénégal au 1/500 000, feuille NW.
4. Hypothèse émise par P. ELOUARD, 1959.
5. J. CASTELAIN, J. CAUVIN, 1963.
6. Cf. la carte géologique du Sénégal au 1/500 000, feuilles NW et SW.

b. La sédimentation pendant le Lutétien

L'Éocène moyen (Lutétien) s'étend sur une vaste surface dans le bassin sédimentaire. Plus transgressif que les autres étages de l'Éocène, il repose dans la vallée du Sénégal directement sur les formations du Maestrichtien en amont de Podor, d'après P. ELOUARD (1959). *Le golfe marin atteint alors sa plus grande extension* (fig. 5) : il s'étend sur le Sud-Ouest de la Mauritanie (Trarza, Brakna, région de Kaédi), la majeure partie du Sénégal, le centre et l'Ouest de la Guinée portugaise (fig. 6).

Le LUTÉTIEN INFÉRIEUR apparaît largement au Sénégal occidental, en surface ou à faible profondeur, dans les régions de Thiès, Diourbel et Dahra. Il borde l'extrémité sud du lac de Guier en amont de Keur Momar Sarr où il a été étudié par C. SAINTON (1957) ; *ses divers niveaux affleurent dans la vallée du Sénégal entre Dembakané*[1] *et Bogué,* dans la vallée du Gorgol entre El Kseïba et Kaédi et le long de l'oued Savalel en aval de la tamourt Diélouar (feuille Kaédi). *Ils forment plusieurs seuils de grès quartzite ou de calcaire dans le lit du fleuve Sénégal*[2]. Voici les principaux seuils d'amont en aval, avec leur cote d'altitude : Koundel (7,35 m), Nguiguilone (4,75 m), Diovol (3,85 m), Mbagne (3,05 m), Dioudé Diabé (1,65 m). Le Lutétien inférieur frange, en outre, la série de Bakel-Mbout depuis Maghama jusqu'à Aleg, où il plonge vers l'Ouest sous les dépôts du Continental terminal (pl. II).

Après les reconnaissances de F. JACQUET (1936) et L. BAUD[3] entre 1930 et 1938, P. ELOUARD a examiné en détail les principaux affleurements sur les bordures des vallées alluviales et les échantillons d'un grand nombre de puits et de sondages[4]. D'après ses études, le Lutétien inférieur est représenté dans le Sud-Ouest de la Mauritanie et le long de la vallée du Sénégal par *deux faciès :*

— un faciès littoral argilo-gréseux en bordure du bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien ;
— un faciès néritique, où alternent les calcaires, les dolomies, les argiles feuilletées ; les grès sont encore présents dans la zone de passage (cf. la coupe de la feuille Matam).

Les ***dépôts littoraux*** constituent sur *la rive droite du fleuve* les collines et buttes de la région de Maghama (feuille Sélibabi), des environs de Garli et de Diovol et celles qui se dressent au Nord de la vallée du Gorgol (feuille Kaédi). La coupe suivante indique la succession habituelle et l'épaisseur moyenne des couches de haut en bas, selon P. ELOUARD (1959) :

3. Formation jaune gréso-argileuse, peu épaisse (1-2 m), renfermant des *Ostrea multicostata* brisées.
2. *Grès du Gorgol* à lentille de grès du Savalel (20 m). Ce sont des *grès quartzeux à ciment ferrugineux,* contenant des lentilles de grès quartzites durs.
1. *Grès argileux* à passées d'argile kaolinique rouge, d'épaisseur variable : quelques mètres en bordure du bassin sédimentaire, 40 m dans la région de Kaédi.

Au contact avec la série de Bakel-Mbout les dépôts éocènes débutent souvent par un *conglomérat de base.* R. GOUZES (1962 a) l'a observé depuis Moungueul jusqu'au lac de Mal sur l'oued Savalel (feuille Kaédi). Ce poudingue aux quartz bien émoussés s'est formé grâce au remaniement par la mer de débris issus des nombreux filons de quartz qui traversent la formation schisteuse[5] ; il contient en outre quelques galets de quartzite venant de la même série et quelques blocs non roulés. Pendant la sédimentation des grès, la mer a transgressé le conglomérat de base d'environ 25 km. Quelques témoins gréseux, posés sur les roches métamorphiques, jalonnent l'extension maximale du golfe éocène[6] ; le plus étendu est figuré sur

1. Village situé à 25 km en aval de Bakel.
2. Cf. fig. 25, chap. II, B 1 a.
3. Ses observations sont consignées dans plusieurs petits rapports conservés aux archives de la M.A.S.
4. Voici les références de ses travaux successifs concernant le secteur : P. ELOUARD, 1951 a, b, c, 1953, 1955, 1959.
5. Cf. ci-devant les formations du Paléozoïque, paragr. B 3 a.
6. Cf. la carte hydrogéologique au 1/500 000 de R. GOUZES, 1962 a.

la carte géologique (pl. II). La limite des dépôts a donc pu être modifiée par l'érosion post-lutétienne.

Le ***faciès néritique*** du Lutétien inférieur apparaît largement sur *la rive gauche du Sénégal* de Aouré à Haéré Lao. Sur la rive droite il se limite à la région s'étendant de l'oued Savalel à Bogué (feuilles Kaédi, Podor). En dehors des zones d'affleurement, le faciès néritique se poursuit de part et d'autre de la vallée sous les dépôts du Continental terminal.

P. ELOUARD (1959) résume les niveaux rencontrés dans l'entaille du fleuve par la coupe ci-dessous, qui donne aussi l'épaisseur moyenne :

5. Formation jaune identique à celle du faciès littoral (1 m).
4. *Calcaire* de Kanel : calcaire cristallin fossilifère à échinides (5 m).
3. *Argiles feuilletées* et calcaires phosphatés (10 m).
2. *Dolomies* et calcaires phosphatés (4 m).
1. *Grès.*

Les dolomies prennent plus d'importance en s'éloignant du faciès littoral. A la hauteur de Podor le sable disparaît, les niveaux calcaires et dolomitiques sont interstratifiés d'argiles feuilletées grises. L'épaisseur totale de ces diverses couches paraît être de 60 m à 80 m. Une subsidence se manifeste dans la région du Delta (fig. 3 A), où le sondage de Saint-Louis a recoupé ces formations sur 140 m[1].

Au Sénégal occidental les puits et sondages de la région de Louga-Kébémer ont touché des calcaires à Nummulites. Ces dépôts ont été attribués habituellement au Lutétien supérieur[2] ; d'après cette interprétation ils reposeraient sur les marnes et les marno-calcaires à Huîtres s'étendant à l'Est, vers le lac de Guier. Mais selon les dernières études, notamment celle de J. MONTEILLET (1967) sur la région de Louga, la répartition des niveaux calcaires et marneux correspondrait à une variation latérale de faciès[3] : les dépôts de marnes à Huîtres indiquent un milieu littoral ou de haut-fond, alors que la sédimentation calcaire, plus à l'Ouest, atteste un milieu plus marin ; les passées détritiques y sont rares.

Dans les régions méridionales, en Basse-Gambie et Casamance, se sont déposés des marnes grises à passées d'argiles gris verdâtre et des calcaires vers l'Est. Leur puissance varie de 80 m à 120 m. Les études de M. DIENG (1963) montrent que le faciès littoral gréseux apparaît également en bordure. Ces grès de l'Éocène moyen reposent sur le Paléozoïque en divers endroits par l'intermédiaire d'un conglomérat « latéritique » composé de quartz laiteux et de grès du Boundou.

L'extension du LUTÉTIEN SUPÉRIEUR n'est pas connue avec précision puisque ses dépôts ont été déblayés dans certaines parties du bassin sédimentaire par l'érosion ultérieure. *Il ne subsiste que dans les cuvettes de subsidence :* Ferlo central et méridional et golfe de Casamance (fig. 6). *Les calcaires constituent le faciès habituel.* Ils passent à des grès calcaires vers l'Est. Dans le Sénégal occidental les calcaires deviennent plus argileux et font parfois place à des argiles en Casamance. A Taïba ces dépôts d'argile renferment des niveaux phosphatés. L'épaisseur du Lutétien supérieur est de 40 m à 80 m. La mer régresse alors légèrement dans la partie septentrionale. Mais son ancienne extension vers le Sud est inconnue, puisque les sédiments littoraux ont été érodés.

*A l'*ÉOCÈNE SUPÉRIEUR *la majeure partie du bassin sédimentaire était émergée.* La mer se cantonne sur la Moyenne et Basse-Casamance et la Basse-Gambie (pl. II), sur la partie nord de la presqu'île de Dakar et forme un golfe sur la Mauritanie occidentale au Nord de Nouakchott. En Casamance et Gambie se succèdent d'Est en Ouest des dépôts argilo-sableux, argileux et carbonatés[4]. En Mauritanie la sédimentation est surtout argileuse ; elle devient

1. Selon J. CASTELAIN, J. CAUVIN, 1963.
2. Cf. notamment la carte géologique du Sénégal au 1/500 000, feuille NW.
3. Cf. la carte géologique au 1/200 000, feuille Louga, éditée en 1968.
4. J. CASTELAIN, J. CAUVIN, 1963.

plus sableuse vers l'Est[1]. La puissance du dépôt varie énormément selon l'endroit : de 20 m à 100 m en Casamance, de 10 m à 175 m en Mauritanie.

3. LES FORMATIONS POST-ÉOCÈNES

Pendant l'Oligocène et le Néogène la mer n'occupait toujours qu'une petite superficie du bassin sédimentaire crétacé-éocène. Ailleurs les parties basses étaient le siège d'une sédimentation continentale alors que les régions hautes subissaient une érosion plus ou moins intense, qui a décapé partiellement les niveaux éocènes. Des mouvements tectoniques, accompagnés de manifestations volcaniques, se sont produits au Miocène.

L'OLIGOCÈNE connaît une période de régression marine. La mer n'occupe plus que le Sud de la Basse-Casamance et l'Ouest de la Guinée portugaise ainsi que la région de Dakar. Le sondage de Ziguinchor a traversé 25 m de calcaire gréseux[2]. La présence de grains de quartz indique des apports détritiques du continent. A Dakar des blocs de calcaire oligocène se trouvent emballés dans des tufs miocènes[3].

a. Les petits golfes miocènes

La mer s'avance à nouveau au MIOCÈNE. En Casamance et Gambie l'extension du Miocène marin atteint presque celle de l'Éocène supérieur. Il occupe une surface qui s'inscrit dans un triangle ayant pour sommets (fig. 5) : Bathurst, Kolda et Safim en Guinée portugaise. Vers la fin du Miocène la mer se retire et ne forme plus qu'un petit golfe en Basse-Casamance entre Balandine au Nord et Ziguinchor au Sud.

Les dépôts miocènes du *golfe casamançais* ont d'abord été reconnus par A. GORODISKI (1958) dans les sondages de Ziguinchor. Les variations de faciès ont ensuite été précisées par les recherches pétrolières. *Les sédiments argilo-sableux dominent.* Le sable est fin à grossier et contient souvent des graviers à la base ; à proximité du continent la proportion de sable augmente. La série argilo-sableuse est recouverte au centre du golfe d'un banc de calcaire détritique[4]. Les sédiments redeviennent sableux vers le sommet. Au cap Skiring, en Casamance, et sur le littoral de Fajara, à l'Ouest de Bathurst, des sables ou des grès ferrugineux à grains arrondis luisants apparaissent à la base des falaises ; ils représentent probablement des dépôts littoraux de la phase de retrait[5]. L'épaisseur totale des formations varie de 50 m à 150 m.

En *Mauritanie* la mer couvrait alors la région de Port-Étienne. Un sondage implanté dans cette ville a fourni des microfaunes d'âge miocène[6]. L'extension vers le Sud de ce golfe n'est pas connue ; notons que le sondage de Moutounsi, à 75 km au Nord-Est de Nouakchott (fig. 5), a traversé des formations uniquement continentales[7]. A Port-Étienne se sont déposés des argiles avec des calcaires au sommet. La puissance de ces formations y dépasse 300 m.

La mer miocène semble occuper, en outre, *la partie ouest du Delta du Sénégal* (fig. 5). Le sondage de Saint-Louis a recoupé, après les dépôts quaternaires, sur 140 m, des marnes et calcaires avant d'entrer dans les niveaux éocènes bien datés. Le sondage récent de Toundou Besset, situé à 30 km au Nord-Est de Saint-Louis, a traversé jusqu'à 46 m des sables fins et limons, puis de 46 à 112 m des *sables grossiers.* Certains niveaux renferment des débris

1. D'après le sondage de Bou Lanouar ; cf. H. PLOTE, 1962. Les formations détritiques de ce sondage, attribuées d'abord au Miocène, sont à rattacher à l'Éocène après étude plus précise de la microfaune ; communication orale de P. ELOUARD.
2. A. DE SPENGLER *et al.*, 1966.
3. A. GORODISKI, 1952, P. ELOUARD, 1965 a.
4. J. CASTELAIN, J. CAUVIN, 1963.
5. P. MICHEL, 1960 c.
6. A. BLANCHOT, 1956.
7. P. ELOUARD, 1955, 1959. Elles se situent entre des niveaux marins de l'Éocène et du Quaternaire.

d'huîtres ; à la base se situe une passée graveleuse. Les géologues de la S.A.P. attribuent cette formation de sables grossiers au Miocène[1].

Des mouvements tectoniques dans l'Ouest du Sénégal accompagnent ces transgressions localisées. Alors que la région de Saint-Louis est soumise à une subsidence, se produit une ultime poussée du batholite de Léona (fig. 5) : les recherches pétrolières ont permis de constater des déformations des niveaux éocènes à l'aplomb du dôme[2]. Dans la presqu'île du Cap-Vert et la région de Thiès, le rejeu de failles engendre des venues volcaniques. Aux alentours de Dakar des coulées basaltiques et des tufs sont interstratifiés avec des sables blancs, grossiers à la base, épais de 80 m, qui représenteraient des formations de dunes littorales[3]. L'anticlinal de Ndiass se soulève à nouveau.

b. La sédimentation continentale

Dans les parties centrale et orientale du bassin sédimentaire s'entassent des dépôts continentaux. Cette formation a été appelée ***Continental terminal*** par analogie avec d'autres régions de l'Afrique occidentale, où existent des séries continentales antérieures[4]. *Son principal faciès est un grès hétérométrique, argileux, bariolé.* Il contient aussi des niveaux et des lentilles de sable, souvent bien trié, des bancs d'argiles kaoliniques et des passées de gravillons ferrugineux. *Les couches détritiques sont coiffées d'une cuirasse ferrugineuse compacte, piquetée de grains de quartz,* dont l'épaisseur dépasse souvent le mètre.

Le Continental terminal s'étend sur tout le Ferlo[5], sur le Brakna occidental et sur le Trarza[6]. Alors que dans ces régions il est le plus souvent masqué par un recouvrement de sables quaternaires, *ses niveaux affleurent en bordure de la vallée du Sénégal, jusqu'à la hauteur de Bogué,* dans les versants des buttes et plateaux où ils reposent sur le Lutétien inférieur (feuilles Matam, Kaédi, Podor). En Casamance et Basse-Gambie le Continental terminal recouvre les dépôts marins du Miocène (fig. 3 B). Il est *bien visible sur les bords de l'entaille de la Gambie, de Badi à l'embouchure, ainsi que le long du littoral* dans les falaises au Sud-Ouest de Bathurst (pl. II), du cap Skiring en Casamance et de Varéla dans le Nord-Ouest de la Guinée portugaise[7].

Cette formation continentale se prolonge vers le Nord, en Mauritanie occidentale, à travers l'Inchiri et le Tijirit jusqu'à la frontière du Rio de Oro. Le faciès gréseux y prédomine aussi : ce sont les grès bigarrés du Tirersioum que A. Blanchot (1956) a décrit dans son étude sur les formations récentes de Mauritanie occidentale. Ils reposent sur les roches métamorphiques de la série d'Akjoujt dans l'Inchiri et sur le socle antécambrien plus au Nord.

Au Pliocène *la mer s'est retirée du continent actuel.* Elle n'occupait plus qu'une bande large de quelques kilomètres le long du littoral mauritanien, de Port-Étienne à Coppolani au Nord de Nouakchott[8]. Elle subsistait peut-être encore aux embouchures du Sénégal et de la Casamance, où s'est presque toujours manifestée une certaine subsidence (fig. 5) ; d'après les géologues pétroliers, les sédiments marins des sondages de Saint-Louis et de Diogué, attribués au Quaternaire, pourraient appartenir partiellement au Pliocène[9].

1. J. Castelain, J. Cauvin, 1963.
2. J. Castelain, J. Cauvin, 1963.
3. A. Gorodiski, 1952. La succession des niveaux a été précisée par les sondages de la S.A.P.
4. Celles qui datent du Jurassique et du Crétacé constitent le Continental intercalaire.
5. R. Dégallier, 1962, M. Dieng, 1962.
6. P. Elouard, 1959.
7. P. Michel, 1960 c.
8. A. Blanchot, 1956.
9. J. Castelain, J. Cauvin, 1963.

D. CONCLUSION : LES GRANDS TRAITS DE LA STRUCTURE

Les régions traversées par le Sénégal, la Gambie et leurs affluents se groupent d'après leur structure en deux ensembles : à l'Ouest, le bassin sédimentaire du Secondaire et Tertiaire ; à l'Est, les formations du socle et de sa couverture paléozoïque, plissée ou tabulaire.

Le bassin sédimentaire ne se présente pas comme une unité tectonique homogène. Certaines parties sont soumises à une subsidence, alors que d'autres ont tendance à se soulever. Ainsi la Basse et Moyenne-Casamance et la région de Saint-Louis se sont affaissées à plusieurs reprises. Les sédiments y sont particulièrement épais (fig. 3) et on note la présence de dépôts marins néogènes[1]. Par contre la région de Thiès-Louga, située entre les deux zones subsidentes, a été soulevée par mouvement épeirogénique depuis l'Éocène supérieur. La tectonique de cette bande littorale est d'ailleurs complexe, avec au Sud le horst de Ndiass et le champ de fractures de Sébikotane, au Nord le dôme de Léona[2].

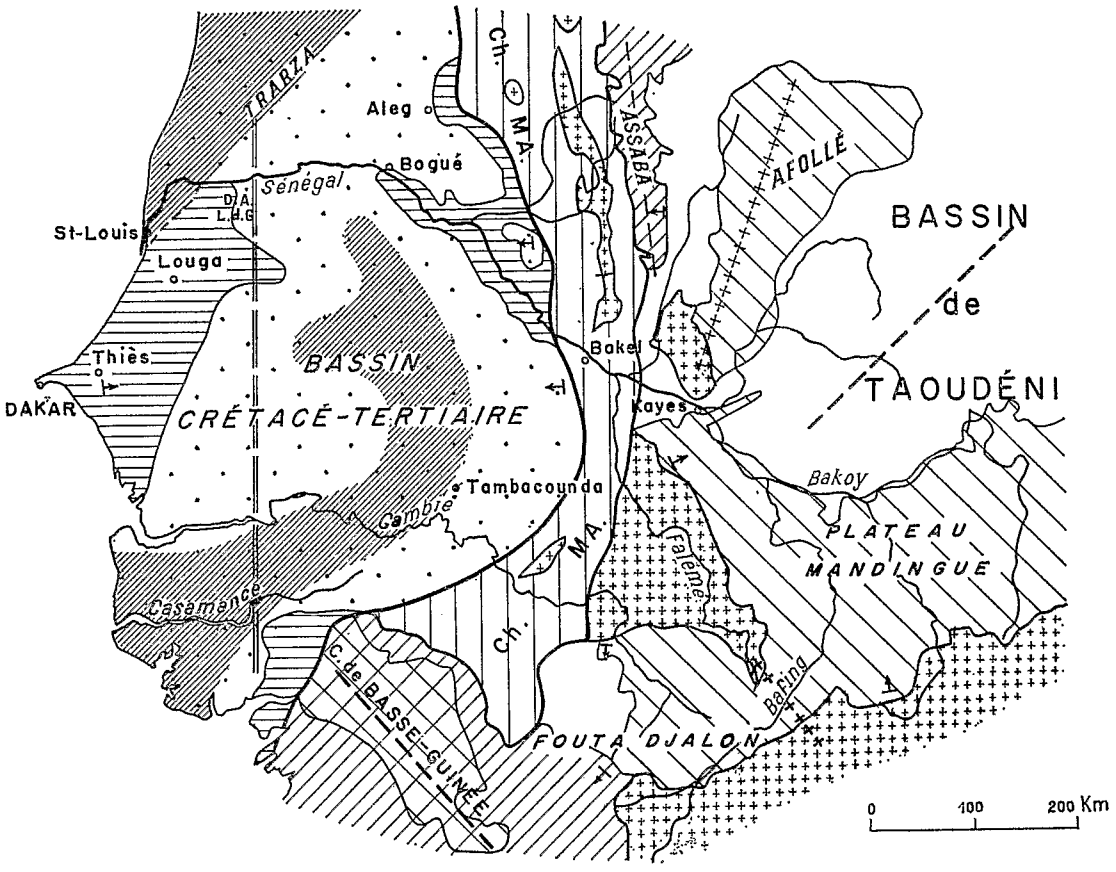
La région centrale du bassin sédimentaire, le Ferlo, et sa partie nord-ouest, le Trarza, se sont aussi affaissées après l'Éocène. Les dépôts détritiques du Continental terminal s'y entassent pendant le Néogène (fig. 6). Dans le Trarza la subsidence se prolonge encore au Quaternaire. Par contre toute la bordure orientale du bassin a été relevée et attaquée par l'érosion. Ainsi la limite actuelle des niveaux du Tertiaire ne correspond plus à leur extension originelle.

Ces déformations tectoniques de faible ampleur expliquent la répartition des affleurements. *Les grès argileux du Continental terminal s'étendent sur la majeure partie du bassin sédimentaire, soit sur 600 km du Nord au Sud et plus de 400 km d'Ouest en Est. Ils occupent les régions affaissées et celles restées stables.* Les couches sont dans l'ensemble subhorizontales. Elles se relèvent légèrement vers la bordure orientale (fig. 3). Dans la partie occidentale du bassin les niveaux restent tabulaires en Basse-Casamance et Basse-Gambie, mais plus au Nord ils se relèvent peu à peu et s'amincissent en direction de Thiès et de Louga. *Les formations éocènes apparaissent ainsi dans des régions périphériques : à la bordure de l'ancien golfe marin, entre Bakel et Aleg, et de la Basse-Gambie au Delta du Sénégal* (fig. 6). Dans l'Ouest, leur lithologie est variée : des niveaux calcaires alternent avec des marnes et des argiles ; certaines couches sont riches en phosphates[3]. A l'Est, les dépôts littoraux présentent un faciès gréseux. La profonde entaille du fleuve Sénégal au Quaternaire fait apparaître les niveaux éocènes jusqu'à Bogué et permet d'observer le passage latéral des grès à des dépôts néritiques de calcaires et d'argiles feuilletées vers l'Ouest[4]. Les couches plongent doucement dans la même direction ; leur pendage est de quelques degrés. Comme les grès friables du Lutétien sont coiffés d'une cuirasse ferrugineuse bien indurée, ils se terminent par un talus de plusieurs dizaines de mètres d'altitude relative au-dessus des schistes de la série de Bakel-Mbout, d'âge paléozoïque.

Les formations du socle et du Paléozoïque constituent un ensemble structural plus complexe. Des séries plissées passent à des couches subhorizontales. La lithologie est aussi plus diversifiée.

Les *affleurements du socle* s'égrènent dans la partie médiane selon un axe SSE-NNW, depuis la Haute-Guinée jusque dans la région de Mbout en Mauritanie. *Ils forment plusieurs fenêtres et boutonnières d'importance inégale,* séparées par des dépôts sédimentaires paléozoïques.

1. Cf. paragr. C 3 a.
2. Cf. paragr. C 1 et 3 a.
3. Cf. F. TESSIER, 1950.
4. P. ELOUARD, 1959 ; cf. paragr. C 2 b.



STRATIGRAPHIE

- Continental terminal
- Maestrichtien et Éocène marin
- Limite du bassin Crétacé-Tertiaire
- Paléozoique plissé et métamorphique (Falémien, séries de Bakel-Mbout)
- Limite du Paléozoique tabulaire
- Dévonien
- Ordovicien-Silurien
- Cambrien
- Infracambrien
- Limite des affleurements du socle antécambrien
- Birrimien: granites + roches métamorphiques

TECTONIQUE

BASSIN CRETACÉ-TERTIAIRE

- D.A. L.d.G. Dorsale anticlinale du Lac de Guier
- Zone d'affaissement post-éocène
- Ligne de flexure du substratum préjurassique

MOUVEMENTS HERCYNIENS

Déformation des séries de couverture du socle

GRANDES UNITÉS TECTONIQUES

- ——— axe des cuvettes
- +++ zone anticlinale

ACCIDENTS SECONDAIRES

- ——— axe synclinal
- + + + axe anticlinal

PLISSEMENT

- Ch. MA. Chaîne des Mauritanides
- ⊢ direction de pendage des couches

FIG. 6. — Croquis structural des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie.

Ce sont du Sud au Nord : les masses de granites et de migmatites de la région de Dabola et les schistes du bassin de Siguiri, en Haute-Guinée ; la grande fenêtre entre la « falaise » de Tambaoura et les contreforts du Fouta Djalon, que traversent la Falémé et la moyenne Gambie ; la boutonnière au Nord de Kayes ; la bande de « granites du Guidimaka », située à l'Ouest du plateau gréseux de l'Assaba et des hauteurs de Sélibabi (fig. 6). L'ensemble constitue une épine dorsale sur laquelle s'articulent, de part et d'autre, les séries paléozoïques.

Ces formations du socle, attribuées au Birrimien (Antécambrien moyen), ont été fortement plissées ; aussi les niveaux sont-ils redressés et présentent des pendages moyens de 85°[1]. Les anciennes couches sédimentaires ont été métamorphisées en schistes, grauwackes et quartzites. Des venues volcaniques ont été transformées en métabasites. La plupart des granites sont syncinématiques et ont subi un écrasement[2]. Dans l'ensemble, toutes ces roches du socle ont été fortement tectonisées.

La dorsale birrimienne sépare, entre Kédougou et l'extrémité nord-ouest de la « falaise » de Tambaoura, les *formations paléozoïques* en deux unités structurales (fig. 6) : *à l'Est les séries sédimentaires de couverture ont une disposition tabulaire ; à l'Ouest, par contre, elles sont d'abord plissées, puis deviennent métamorphiques.*

Les couches tabulaires présentent en général un léger pendage vers le Nord-Est, inférieur à 5°[3]. Les niveaux gréseux infracambriens du Plateau Mandingue constituent, en effet, la fermeture sud-ouest du vaste bassin de Taoudéni (fig. 4). Dans cet ensemble sédimentaire, *les couches de grès prédominent largement.* Mais entre les séries gréseuses de l'Infracambrien et celles de l'Ordovicien s'intercalent les dépôts à faciès schisto-dolomitique du Cambrien. D'épais *sills de dolérite* se sont mis en place dans les pélites, notamment entre Bafoulabé et Nioro (pl. II). La tectonique de ces formations sédimentaires se complique au Nord de Kayes. Elles ont été soulevées en un vaste dôme, dont le grand axe est orienté SSW-NNE (fig. 6). Le long de cet axe l'érosion a fait apparaître les couches gréseuses de l'Infracambrien dans le plateau de l'Afollé et le socle birrimien à son extrémité sud-ouest. Tout autour affleure la série schisto-dolomitique du Cambrien inférieur. Le plateau de l'Assaba, qui ferme cette grande boutonnière à l'Ouest, correspond à un axe synclinal orienté N-S, le long duquel ont été conservés les niveaux gréseux du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien. Ces couches plongent vers l'Ouest avec un pendage moyen de 2°[4]. Elles commencent à se plisser sur la bordure occidentale du massif.

Les *séries plissées et métamorphiques* forment deux bandes de largeur variable, qui bordent les formations du Tertiaire (pl. II). Au Nord du fleuve Sénégal, les granites du Guidimaka apparaissent entre les deux bandes (fig. 3 A). Les pendages augmentent généralement d'Est en Ouest ; ils varient entre 20° et 45°, mais peuvent atteindre localement 85°[5]. Les couches plissées du Falémien sont constituées principalement de pélites, jaspes et grès argileux rouges. Dans les formations métamorphiques prédominent les schistes et les quartzites. *Les deux bandes se subdivisent dans la partie méridionale, au pied du Fouta Djalon :* la chaîne des Bassari, qui correspond à des affleurements de schistes et de prasinites redressés, sépare deux synclinoriums de terrains falémiens (fig. 3 B) ; la série métamorphique réapparaît au Nord-Ouest de la cuvette de Youkounkoun. Les recherches menées dans ces régions depuis 1958 ont pu démontrer que les plissements et le métamorphisme se sont produits pendant le Paléozoïque[6]. Deux phases tectoniques ont été décelées au Sénégal oriental et dans le Guidimaka[7] ; la dernière correspond aux mouvements hercyniens, au cours desquels s'est constituée la chaîne des Mauritanides[8], s'étirant du Sud marocain au Sénégal oriental (fig. 6).

1. D'après les mesures portées sur la carte géologique du Sénégal au 1/500 000e, feuille SE.
2. Cf. paragr. A 2.
3. Localement, comme dans la région de Kayes, elles sont affectées par une tectonique plus violente ; cf. C. Bense, 1961.
4. C. Bense, 1961 ; voir notamment la coupe de la passe de Soufa, fig. 30, p. 118.
5. D'après la carte géologique du Sénégal au 1/500 000, feuilles SE et NE.
6. Cf. paragr. B 3.
7. J. P. Bassot, 1963, 1969 ; R. Lille, 1967, 1969.
8. J. Sougy, 1962, 1969.

Au Sud de Kédougou, *dans le Fouta Djalon septentrional, les formations paléozoïques redeviennent tabulaires*. Elles présentent les mêmes faciès qu'à l'Est de la dorsale birrimienne. Les pélites sont traversées d'épais sills de dolérites, qui constituent la charpente de cet ensemble montagneux. Les couches sédimentaires plongent légèrement vers le Sud ou le Sud-Ouest, avec des pendages de quelques degrés (fig. 6). Elles appartiennent à la cuvette synclinale de Basse-Guinée, dont l'axe est orienté NW-SE.

La plate-forme ouest-africaine et sa couverture ont donc subi des mouvements tectoniques de différentes ampleurs pendant le Paléozoïque ; elles ont été soumises, en outre, à des déformations plus récentes. D'après J. P. Bassot (1963) « il semble que la zone de faiblesse que constituent les séries de style falémien ait continué à ne pas être stable (...) : la bordure est du bassin sédimentaire... est jalonnée par toute une série d'anomalies magnétiques indiquant à plus ou moins grande profondeur la présence d'accidents profonds ayant servi de voies d'arrivée à des roches basiques ». D'anciennes failles ont pu rejouer. Notons que J. P. Lajoinie (1955) a observé lors des travaux sur le Konkouré, dans le Fouta Djalon occidental, des sills de dolérite nettement fracturés. Dans l'ensemble s'est manifestée une tendance générale au soulèvement, de nature épeirogénique, du socle et de sa couverture paléozoïque au cours du Secondaire et du Tertiaire.

Ainsi l'érosion différentielle a pu agir pendant de longues périodes dans une gamme très variée de roches. Les caractères et l'ampleur de cette érosion dépendent avant tout du milieu morphoclimatique, qui offre une grande diversité depuis les hauts plateaux verdoyants du Fouta Djalon jusqu'aux bas-pays desséchés que traverse le cours inférieur du Sénégal.

Chapitre II

Le milieu morphoclimatique

Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, situés entre 10°30′ et 17°30′ lat. N, sont entièrement compris dans le domaine tropical de l'hémisphère boréal, caractérisé par *l'alternance de deux grandes saisons annuelles : la saison des pluies d'été et la saison sèche d'hiver.* Ce régime pluviométrique, à la fois simple et très contrasté, conditionne aussi bien l'hydrologie et le rythme végétatif que la morphogenèse actuelle. *Deux facteurs jouent un rôle primordial : la hauteur des précipitations annuelles, la longueur de la saison sèche.* La première diminue progressivement alors que la seconde s'allonge de plus en plus depuis les reliefs du Fouta Djalon jusqu'aux plaines sableuses mauritaniennes. D'autres éléments interviennent, qui permettent de saisir les variétés climatiques : régime des vents, températures, humidité relative, évaporation.

Nous essaierons de préciser les caractères du climat actuel, à partir d'observations météorologiques faites dans un certain nombre de stations. Les recherches géomorphologiques menées dans les bassins-versants des deux fleuves nous montreront, par la suite, que les conditions climatiques ont dû changer au cours des ères géologiques, notamment au Quaternaire. *Les incidences de ces paléoclimats pourront être mieux définies grâce à la connaissance du milieu morphoclimatique actuel.*

Dans les cinq premiers paragraphes nous présenterons les caractères généraux du climat. Le dernier paragraphe sera consacré à l'étude de microclimats, qui permettront de mieux saisir les influences directes des manifestations atmosphériques à la surface du sol, donc de préciser leur action dans la morphogenèse.

A. LES CONDITIONS CLIMATIQUES

Il existe dans les deux bassins fluviaux un réseau de postes météorologiques qui dépendent de l'ASECNA[1]. Ceux-ci sont classés en trois catégories : les stations synoptiques, les stations climatiques et les postes pluviométriques. La première station météorologique a été installée à Saint-Louis en 1873 par le docteur Borius. Le Service météorologique du Sénégal fut créé en 1903[2]. Néanmoins la plupart des postes n'ont été établis que plus tard, pendant la décennie 1920-1930. La durée des observations est donc inégale, mais cependant

1. Agence pour la sécurité de la navigation aérienne en Afrique et à Madagascar, organisme inter-États, qui a pris le relais scientifique de l'ancien Service météorologique de l'A.O.F.
2. Cf. F. Brigaud, 1965, p. 12-13.

suffisante pour donner une vue générale du climat et permettre des comparaisons. Nous avons choisi pour les précipitations moyennes annuelles une période trentenaire (1931-1960) puisque les hauteurs de pluies varient énormément d'une année à l'autre[1]. Pour les autres éléments, beaucoup moins sujets aux fluctuations interannuelles, nous avons pris des périodes décennales (1951-1960 : températures, humidité relative, évaporation) ou quinquennales (1951-1955 : vents).

Les deux facteurs qui déterminent les caractères climatiques d'une station ou d'un secteur sont d'abord sa position en latitude, puis son éloignement de la mer (tableau 1) ; ce dernier marquera la « continentalité ». Du fait que la majeure partie des deux bassins-versants est constituée de bas-pays, aux dénivellations faibles, l'altitude du lieu ne joue qu'un rôle secondaire. Le relief n'intervient comme facteur climatique que dans quelques régions des hauts bassins, principalement au Fouta Djalon, où l'altidude moyenne de plusieurs massifs dépasse 1 000 mètres.

Le rythme saisonnier reste le même sur l'ensemble des régions étudiées. Il dépend « des rapports nuancés qui s'établissent entre les principales masses d'air intéressant l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest et la partie orientale de l'Océan Atlantique située aux mêmes latitudes » (P. MORAL, 1966, p. 24 et 26).

Tableau 1. — SITUATION DES PRINCIPAUX POSTES MÉTÉOROLOGIQUES DONT LES OBSERVATIONS SONT UTILISÉES DANS CETTE ÉTUDE.
Ils sont classés d'après leur latitude. Les quatre stations types sont en italique.

Stations	Latitude Nord	Distance de l'océan	Altitude	Bassin-versant	Région naturelle
Podor	16°38′	163 km	7 m	Sénégal	basse Vallée
Kaédi	16°08′	320 km	33 m	Sénégal	moyenne Vallée
Saint-Louis	16°01′	0,5 km	1 m	Sénégal	Delta
Matam	15°38′	360 km	15 m	Sénégal	moyenne Vallée
Linguère	15°24′	175 km	17 m	Sénégal	vallée du Ferlo
Kayes	14°26′	564 km	47 m	Sénégal	haute Vallée
Tambacounda	13°46′	310 km	44 m	Gambie	basse Gambie
Kita	13°04′	630 km	300 m	Bakoy (Sénégal)	Plateau Mandingue
Kédougou	12°33′	380 km	122 m	Gambie	moyenne Gambie
Labé	11°19′	265 km	1 025 m	Gambie	Fouta Djalon central
Dalaba	10°43′	220 km	1 202 m	Bafing (Sénégal)	Fouta Djalon central

1. LES MÉCANISMES GÉNÉRAUX

Pendant les trois premiers mois de l'année les bassins du Sénégal et de la Gambie sont soumis à l'action des centres de hautes pressions, établis dans les régions subtropicales, sur l'Atlantique et sur l'Afrique du Nord et du Nord-Est. Quand l'anticyclone des Açores stationne sur l'Atlantique, il donne naissance à un flux d'***alizés maritimes***, frais et légèrement humides, qui viennent du Nord (fig. 7). Lorsque cet anticyclone s'étale sur l'Afrique du Nord, les ***alizés continentaux***, secs et de direction NE, soufflent sur la majeure partie des deux bassins-versants.

Ces deux flux sont relayés par un troisième courant de secteur Est d'air chaud et très sec, sahélo-soudanien, appelé ***harmattan*** (fig. 7) dont on ignore encore s'il s'agit d'un courant original ou d'une variante de l'alizé continental. Ce vent d'Est semble venir des hautes pressions

1. Ce choix correspond aussi aux conventions internationales (O.N.M.).

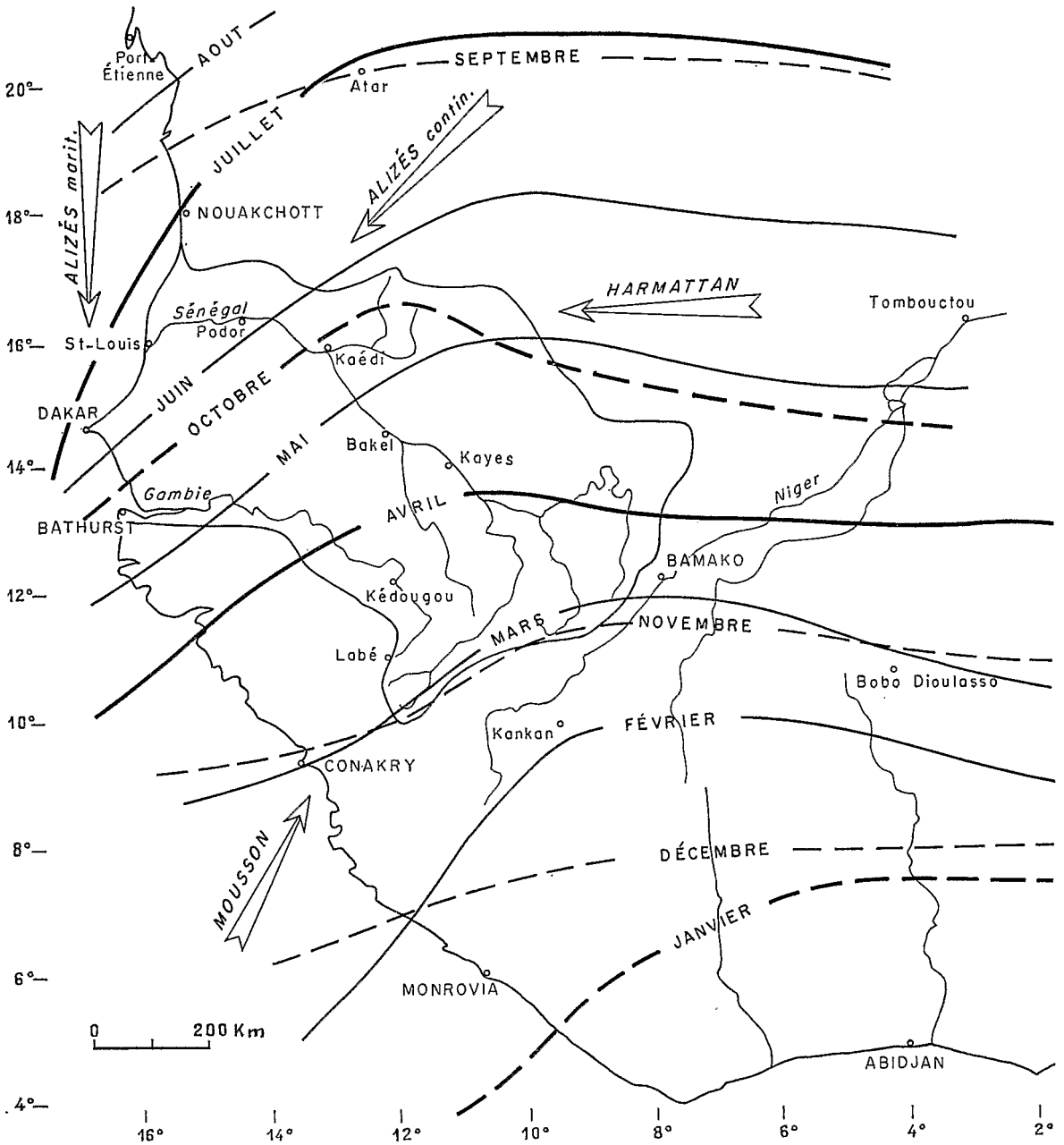


FIG. 7. — Le déplacement du front intertropical au cours de l'année, d'après les planches 11, 12, 13 de l'*Atlas international de l'Ouest africain.*

centrées sur l'Afrique nord-orientale et traverse le continent africain dans toute sa largeur. Il recouvre souvent les deux premiers flux en altitude[1].

Le *Front intertropical* (F.I.T.), qui sépare les masses d'air tropicales et équatoriales, se trouve alors nettement plus au Sud. En janvier il traverse le Libéria et la Côte d'Ivoire entre 4° et 7° de latitude (fig. 7). Mais, avec le mouvement apparent du soleil, il *se déplace*

1. Cf. P. MORAL, 1965, notamment l'anémogramme de 4 stations du Sénégal (fig. 4 de l'article).

progressivement vers le Nord. Pendant le mois de mars la position moyenne du F.I.T. déborde légèrement la limite méridionale du bassin du Sénégal entre Mamou et Bamako.

Le long de ce front, des masses tièdes et humides d'air équatorial maritime s'avancent en coin sous l'air sec et surchauffé de l'harmattan. Au contact se produisent de brusques mouvements ascendants qui engendrent des *grains orageux,* appelés communément des « tornades ». A l'arrière du front, la masse d'air humide atteint souvent une épaisseur de 2 000 m. De puissants mouvements de convection font naître des cumulus bourgeonnants et des cumulonimbus à grand développement vertical, qui donnent d'abondantes chutes de pluies. La ***mousson*** s'installe alors, venant du Sud-Ouest[1]. Elle frappe de plein fouet les reliefs du Fouta Djalon.

Entre mars et juin le F.I.T. s'avance sur les deux bassins fluviaux (fig. 7). Le temps devient alors chaud et humide, souvent assez étouffant, avec un ciel parfois couvert. Des ondées orageuses se produisent, liées aux déplacements quotidiens du F.I.T. Celui-ci présente une orientation générale E-W sur le haut bassin du Sénégal, puis s'infléchit vers la côte, prenant une direction NE-SW (fig. 7). Les alizés maritimes persistent dans les régions côtières et retardent la progression vers le Nord des masses d'air humides. Le contraste climatique entre l'intérieur et la zone maritime est très sensible pendant cette saison de transition de mai-juin : lorsqu'on s'approche du littoral, l'air devient subitement beaucoup plus frais, le vent balaie le sable et soulève la poussière.

En juillet le F.I.T. remonte jusqu'à Atar et passe sur l'océan au large de Saint-Louis et de Dakar (fig. 7). *La mousson couvre alors l'ensemble des deux bassins-versants.* C'est « l'hivernage », pendant lequel les pluies de convection, plus abondantes au Sud, alternent avec des grains orageux, fréquents au Nord, séparés par des journées ensoleillées au ciel limpide.

Au cours du mois d'août le F.I.T. atteint sa position la plus septentrionale : il dépasse alors le 20e parallèle. *A partir de septembre, ce front régresse vers le Sud,* reprenant une direction NE-SW vers la côte (fig. 7). En octobre il se situe généralement entre l'embouchure de la Gambie et Kaédi, dans la moyenne vallée du Sénégal. Les alizés maritimes soufflent de nouveau dans la région littorale au Nord du Sine-Saloum. La saison des pluies se termine sur la majeure partie des deux bassins.

La position moyenne du F.I.T. en novembre coïncide avec la limite méridionale du bassin du Sénégal. Quelques pluies tombent encore sur le Fouta Djalon. Ailleurs, les alizés et l'harmattan règnent en maître. Ils dessèchent la terre et les plantes. Les herbes jaunissent et la plupart des arbres perdent leurs feuilles...

Cependant au cours de cette longue saison sèche tombent parfois quelques petites pluies entre novembre et mars. Les Ouolof leur donnent le nom de *heug.* A. Seck (1962) a montré que ces pluies généralement fines sont en relation avec la circulation atmosphérique dans les latitudes plus septentrionales ; ainsi le *heug* « se présente comme un écho assourdi des perturbations hivernales des régions tempérées qui envoient l'air polaire jusque dans les basses latitudes » (p. 246). Mais ce temps pluvieux est l'exception ; habituellement soufflent les vents secs issus des hautes pressions subtropicales.

2. LES VENTS

L'étude du régime des vents peut être considérée comme un premier facteur du contexte morphoclimatique ; les deux autres principaux facteurs étant les pluies et les températures.

Nous avons utilisé une brochure de la Météorologie nationale (1958) sur « le vent au sol » (période 1951-1955) pour établir *les anémogrammes de quatre stations types des bassins du Sénégal et de la Gambie: Saint-Louis, Podor, Kayes et Labé; nous y avons ajouté le poste d'Akjoujt,* qui montre le régime des vents dans le domaine sud-saharien et permettra notam-

1. Selon P. Pédelaborde, 1958, il s'agirait d'une pseudo-mousson, qui diffère de la mousson asiatique sur deux points : « l'ampleur du balancement demeure très faible..., l'air froid de la zone tempérée ne pénètre pas régulièrement dans l'espace intertropical au cours de l'hiver » (p. 173).

ment de préciser certains caractères paléoclimatiques lors de l'étude du modelé. Ces cinq stations sont disposées selon leur latitude (fig. 8). Les anémogrammes ont été dessinés pour quatre mois caractéristiques de l'année (février, mai, août, novembre), d'après les observations quotidiennes à 6 h, 12 h et 18 h[1].

Ces observations sont évidemment un peu sommaires. En particulier elles ne permettent guère de connaître les vitesses instantanées quand soufflent des vents violents ou lors du passage de « tornades ». Néanmoins les anémogrammes des cinq stations donnent une image assez fidèle des directions et des intensités moyennes des vents au cours des saisons.

a. Vents réguliers

Au mois de ***février***, c'est-à-dire en pleine saison sèche, *le régime des alizés et de l'harmattan prédomine partout.* A Saint-Louis soufflent surtout les alizés maritimes de direction NNW ; ils dépassent parfois la vitesse de 7 m/s. Par contre, les alizés continentaux de direction NE sont les vents dominants de la basse vallée du Sénégal, comme le montre l'anémogramme de Podor. Dans les régions plus septentrionales ces alizés soufflent souvent fort : environ 40 % ont une vitesse comprise entre 7 et 14 m/s à Akjoujt ; mais on y note aussi des journées de vent d'Est. A Kayes et à Labé les vents d'Est sont alors les plus fréquents ; ils alternent avec les alizés du Nord-Est. Cependant certains jours on y observe des vents du Sud-Est ou du Nord et Nord-Ouest, toujours de faible intensité. Le pourcentage des calmes (vitesse inférieure à 1 m/s) est beaucoup plus élevé à Labé qu'à la station de Kayes (35 contre 18), moins souvent atteinte par les alizés et l'harmattan à cause de sa position plus méridionale et de la protection qu'offrent les reliefs du Fouta Djalon oriental.

En ***mai*** commence la saison des pluies dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Les lignes de grains accompagnés d'orages sont alors très fréquentes. C'est pourquoi *la direction des vents est très variable* à Labé ; leur vitesse est quelquefois supérieure à 7 m/s. A Kayes les vents « viennent » aussi de toutes les directions, avec cependant une légère dominance des vents d'Ouest. Plus au Nord, à Podor, les alizés continentaux sont encore fréquents ; on y observe néanmoins des vents d'autres directions dans cette situation de « pré-hivernage ». *Mais à Saint-Louis les alizés maritimes soufflent toujours ;* ils se sont même renforcés depuis février : les calmes se réduisent à 3 % alors que 14 % des vents ont des vitesses comprises entre 7 et 14 m/s. Dans la région d'Akjoujt les alizés continentaux continuent de balayer le sol, presque sans interruption.

Pendant le mois d'***août*** la mousson couvre entièrement les deux bassins-versants. *Partout soufflent des vents d'Ouest ou de Sud-Ouest.* Leur vitesse est généralement faible. Le pourcentage de calmes est élevé, sauf à Saint-Louis et à Akjoujt. On remarque quelques nuances régionales ; ainsi à Labé les vents du Nord-Ouest sont plus fréquents que ceux d'Ouest. A Akjoujt les vents d'Ouest prédominent nettement ; mais quelquefois la station est atteinte par les alizés du Nord-Est (9 %) dont la vitesse peut encore dépasser 7 m/s.

Les vents « tournent » au cours du mois d'octobre. *En* ***novembre*** *s'installe le régime de saison sèche :* vents d'Est dominants à Labé et à Kayes ; alizés maritimes oscillant entre NNE et NW à Saint-Louis ; alizés continentaux et harmattan à Akjoujt. Mais à Podor le régime d'alizés s'affirme à peine. Le pourcentage de calmes est élevé à Labé, Kayes et Podor en cette période de transition.

D'une manière générale *la vitesse des vents est plus forte dans les régions littorales qu'à l'intérieur du continent.* Ce contraste est encore accentué sur les côtes mauritanienne et sénégalaise, au Nord du Sine-Saloum, par la permanence des alizés maritimes en saison sèche. Ainsi à Saint-Louis 80 % des vents observés au cours de l'année ont une vitesse égale ou supérieure à 3 m/s, contre 40 % à Kayes ; 4 % dépassent 7 m/s à la première station, contre seulement 1 % à la seconde (fig. 9).

1. Il n'existe pas encore dans les deux bassins-versants de poste météorologique équipé d'un anémomètre enregistreur.

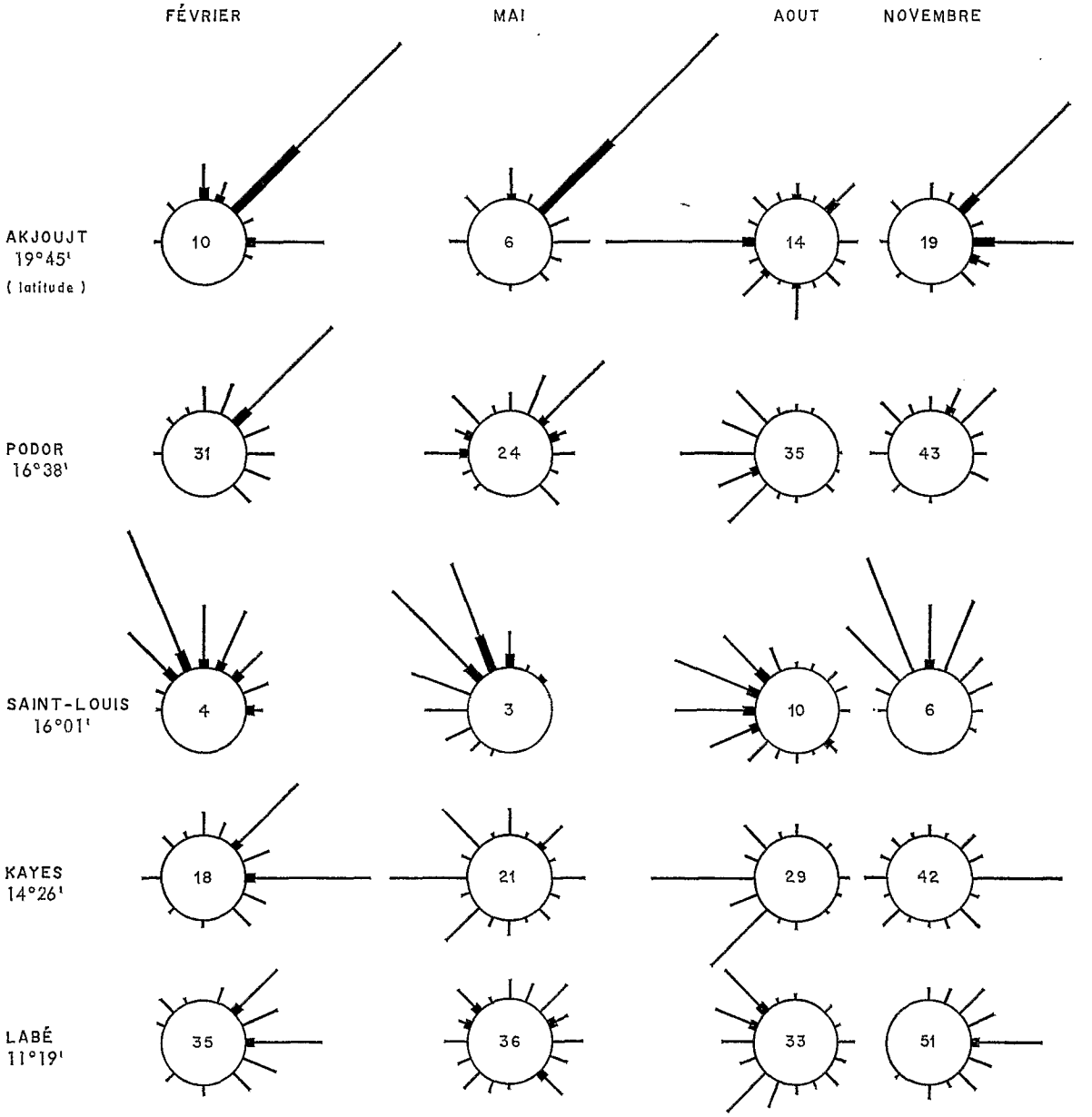
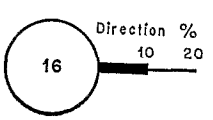


FIG. 8. — Anémogrammes. Direction et vitesse des vents au sol (période 1951-1955) à Akjoujt, Kayes, Labé, Podor et Saint-Louis.



Le premier segment à partir du cercle représente les vents dont la vitesse est comprise entre 7 m/s et 14 m/s (25 à 50 km/h) ; le second, les vents dont la vitesse est comprise entre 1 m/s et 7 m/s ; leur longueur est proportionnelle à la fréquence. Le chiffre placé au centre du cercle indique le pourcentage de calmes (vitesse inférieure à 1 m/s).

Ces vents forts soulèvent souvent des particules fines, limons et sables fins, chargeant l'air de poussières. La prise en charge des éléments est facilitée par la sécheresse qui engendre la raréfaction de la couverture végétale et parfois la pulvérisation du sol en surface. Les particules flottent dans l'air et y restent en suspension dès que le vent diminue. Ces ***brumes sèches*** durent généralement plusieurs jours ; la visibilité est parfois réduite à un ou deux kilomètres. *Peu à peu les poussières retombent et saupoudrent le sol.* A Kédougou on note, en moyenne, une vingtaine de jours de brume sèche entre janvier et mai. Leur nombre semble plus élevé dans les régions plus septentrionales.

Certains reliefs peuvent modifier localement le régime des vents. Ainsi la station de Kéniéba, au pied de la « falaise » de Tambaoura (pl. I) est protégée des vents d'Est et du Nord-Est. Les vents d'Ouest dominent en toute saison, sauf au cours des mois de mai-juin, pendant lesquels ceux du Sud-Ouest sont prépondérants. Le pourcentage de calmes y est toujours élevé.

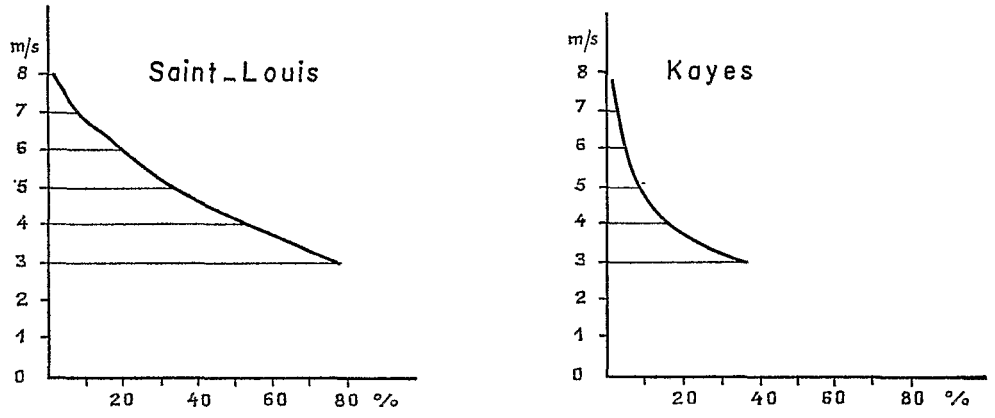


FIG. 9. — Courbes vitesse-durée du vent (1951-1955), d'après I. CHÉRET.

b. Vents locaux

Dans les régions littorales souffle souvent la ***brise de mer,*** notamment en fin de saison sèche. Elle est sensible surtout dans le Delta du Sénégal. Cette brise diurne s'intensifie en fin d'après-midi et peut atteindre alors les environs de Dagana, apportant un peu de fraîcheur après une journée torride. Elle se manifeste aussi sur la côte de la Gambie.

L'air surchauffé au ras du sol est très instable pendant la saison chaude et sèche. C'est alors que se forment les ***tourbillons.*** Ils naissent généralement aux heures les plus chaudes de la journée, en début d'après-midi[1]. Dans leur course capricieuse, ces tourbillons *balaient violemment la surface du sol et entraînent tous les éléments meubles,* poussières, débris de paille, etc., en une colonne ascendante de plusieurs dizaines de mètres de haut. Puis ils s'évanouissent aussi vite qu'ils se sont formés.

Les ***vents de sable*** *apparaissent surtout en fin de saison sèche dans la basse et moyenne vallée du Sénégal;* ils ne se manifestent guère dans les régions plus méridionales. Ce sont, d'après J. DUBIEF (1953), les vents qui soulèvent des grains d'une dimension de 0,1 à 1 mm à des hauteurs de 0,10 à 1 m. Leur action morphogénétique est très efficace. Ainsi le 7 juin 1967, à l'aube, se leva un vent violent du Nord-Est qui souffla avec rage pendant toute la matinée dans la basse vallée du Sénégal et sur ses bordures. Il chassa le sable sur les dunes rouges, fixées par une steppe à acacias, et souleva des poussières de sable très fin et de limon sur, les hautes levées du fleuve, souvent dénudées. La visibilité se réduisit par moments à une dizaine

1. Cf. paragr. 6 a.

de mètres. Les éléments les plus fins, en suspension dans l'air, obscurcirent le ciel jusque dans la région de Matam, où l'atmosphère devint lourde et étouffante au cours de l'après-midi. A la station de Saint-Louis on mesura ce jour-là des vitesses allant de 12 à 18 m/s avec une pointe de 23 m/s vers 10 h 30.

Les « ***tornades* » *sèches***, souvent accompagnées de manifestations orageuses, affectent par contre toutes les régions des deux bassins-versants entre avril et juin. A la différence des vents de sable, elles *sont très locales et ne durent que peu de temps*. Des coups de vent, violents et brefs, fouettent le sol. Ces « tornades » sèches sont liées à la formation de grains dans une atmosphère encore insuffisamment humide.

Mais bientôt les « tornades » donnent d'abondantes chutes de pluies. Des cumulonimbus viennent de l'Est ou du Sud-Est. Lors du passage du grain les rafales de vent atteignent 10 à 15 m/s ; puis se déclenchent de violentes averses orageuses, d'une durée de 20 à 30 min, suivies de pluies modérées pendant deux à trois heures.

3. LES PLUIES

L'importance des précipitations diminue en allant du Sud vers le Nord: leur hauteur annuelle moyenne atteint 2 187 mm à Dalaba dans le Fouta Djalon central, près des sources de la Téné, principal affluent du Bafing supérieur ; elle n'est plus que de 330 mm à Dagana, sur le cours inférieur du Sénégal.

a. Répartition sur les bassins-versants

Dans les parties septentrionales du bassin du fleuve Sénégal, les isohyètes annuelles présentent une disposition zonale Est-Ouest, avec cependant un léger infléchissement vers le Sud-Ouest dans les régions proches de la côte (fig. 10). *Leur disposition est moins régulière dans le bassin de la Gambie, sur le Bafing et le Bakoy.* Les isohyètes s'infléchissent vers le Nord-Ouest dans les régions littorales, puisque la mousson du Sud-Ouest frappe de plein fouet cette côte. Le Fouta Djalon est très arrosé grâce aux pluies orographiques. La petite ville de Mali reçoit 1 761 mm, contre 1 256 mm pour Kédougou, alors que les deux stations ne sont distantes que de 50 km. On observe d'ailleurs à l'intérieur du massif une nette dissymétrie entre les parties occidentale et orientale : il tombe en moyenne 2 187 mm par an à Dalaba, contre 1 682 mm à Dabola, située à la même latitude. La ville de Labé, moins exposée aux vents pluvieux du Sud-Ouest que Dalaba, ne reçoit que 1 698 mm. Aux abords de la « falaise » de Tambaoura, qui termine le Plateau Mandingue vers l'Ouest, les précipitations augmentent aussi ; des orages se forment en début de saison des pluies le long de cet escarpement. C'est pourquoi l'isohyète 1 250 mm dessine un léger crochet vers le Nord à la hauteur de Kéniéba. A cause de ces divers facteurs, les isohyètes de 1 000 à 1 750 mm présentent, dans l'ensemble, un tracé de direction WNW-ESE.

On remarquera que *les isohyètes sont beaucoup plus rapprochées dans les parties méridionales, soudano-guinéennes, des deux bassins fluviaux.* Un « profil » Nord-Sud, jalonné par les stations de Moudjéria, Sélibabi, Kédougou, Labé, Dalaba, situées légèrement à l'Ouest du méridien 12°, montre bien cette « pente pluviométrique » (fig. 10) particulière à l'Afrique de l'Ouest. D'autre part, on notera la disposition « parallèle » par rapport aux isohyètes annuelles du tracé de la Gambie et la disposition « transverse » par rapport aux mêmes isohyètes du cours du Sénégal, qui traverse des domaines climatiques plus variés.

Le maximum des précipitations se situe en août à toutes les stations des deux bassins-versants (fig. 11). Mais la ***saison des pluies*** se raccourcit à mesure que l'on se dirige vers le Nord : elle *dure 6 à 7 mois dans le Fouta Djalon, d'avril à novembre, contre 2 à 3 mois dans la basse vallée du Sénégal, de juillet à septembre.*

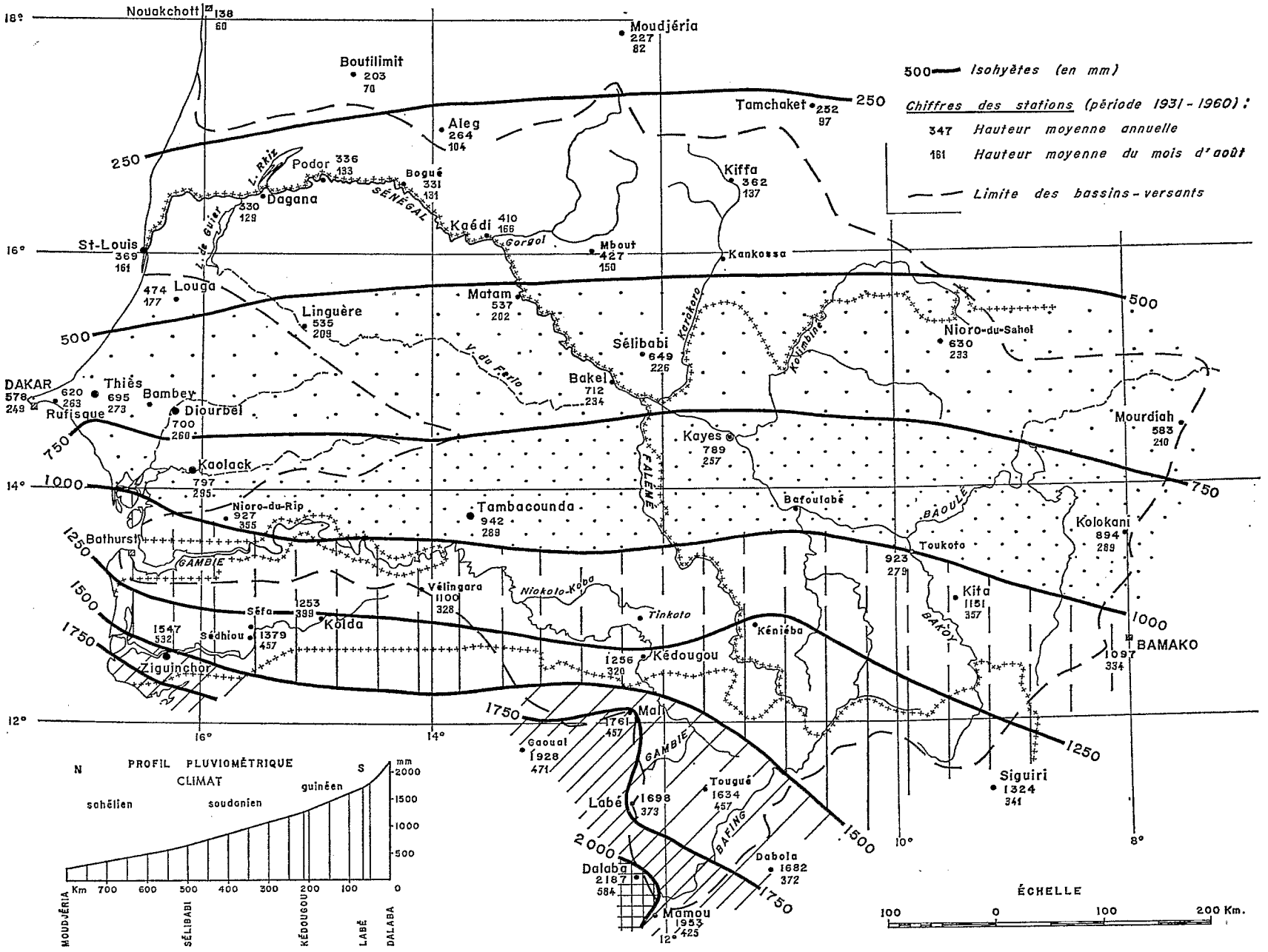


FIG. 10. — Les pluies annuelles sur les deux bassins fluviaux (période 1931-1960).

Le nombre de jours de pluies est de 142,4 à Dalaba, mais seulement de 28 à Podor (tableau 2). Ainsi les précipitations se concentrent sur un laps de temps très court dans l'année pour les stations septentrionales. Le pourcentage des hauteurs de pluies du mois d'août,

Tableau 2. — NOMBRES MOYENS MENSUELS ET ANNUELS DE JOURS DE PLUIE (1931-1960).

a. *Bassin de la Gambie*

	J	F	M	A	M	Jn	Jt	A	S	O	N	D	Année
Tambacounda	0,1	0,2	0,1	0,3	1,9	9,4	13,3	18,6	15,8	6,2	0,7	0,1	66,7
Kédougou	—	0,1	0,1	0,8	4,1	11,3	13,5	16,6	16,6	8,9	1,4	0,2	73,6
Labé	0,4	0,5	1,5	7,2	11,7	18,6	22	25	21,8	16,2	4,3	1,3	128,5

b. *Bassin du Sénégal*

	J	F	M	A	M	Jn	Jt	A	S	O	N	D	Année
Podor	0,3	0,4	0,2	0,2	0,6	1,8	5,2	9,3	6,4	2,5	0,6	0,5	28
Saint-Louis	0,4	0,5	—	0,1	0,4	1,4	4,8	12	9,3	3	0,6	0,6	33,1
Matam	0,2	0,2	0,1	—	0,9	4,6	7,9	11,1	9,3	2,3	0,5	0,3	37,4
Dalaba	0,4	0,4	2,8	6,7	12	17,9	23,6	27,5	23,4	17,1	6	1,6	142,4

par rapport aux pluies annuelles, croît donc sensiblement vers le Nord : il est de 22 à Labé, de 46,5 à Saint-Louis (tableau 3).

Tableau 3. — POURCENTAGE DES PRÉCIPITATIONS DU MOIS D'AOUT PAR RAPPORT AUX PLUIES ANNUELLES.

Bassin de la Gambie

Labé	Kédougou	Tambacounda
22 %	25,5 %	30,7 %

Bassin du Sénégal

Dalaba	Kita	Kayes	Matam	Kaédi	Podor	Saint-Louis
26,6 %	30 %	32,6 %	37,4 %	40,5 %	39,8 %	46,5 %

Le régime pluviométrique de certaines stations montre *quelques anomalies*. A Kédougou, les précipitations sont presque aussi élevées en septembre qu'en août ; au cours de ce dernier mois la station reçoit moins de pluies que celle de Kita, dont la position est plus septentrionale (fig. 11). Cette différence est sans doute imputable à l'écran du Fouta Djalon qui arrête une partie des pluies de mousson en août, alors qu'en septembre des lignes de grains peuvent donner des précipitations abondantes. A Saint-Louis les pluies sont plus faibles et plus tardives qu'à Kaédi, située à peu près à la même latitude (fig. 10). Il n'y tombe en moyenne que 44 mm en juillet, contre 96 mm en septembre (fig. 11). La persistance des alizés maritimes jusqu'au début de l'été explique à la fois le retard de la saison des pluies et la diminution des précipitations vers la côte.

b. Fréquences et intensités

Ces deux facteurs présentent un intérêt morphogénétique particulier ; ce sont avant tout les intensités qui déterminent « l'agressivité » des pluies.

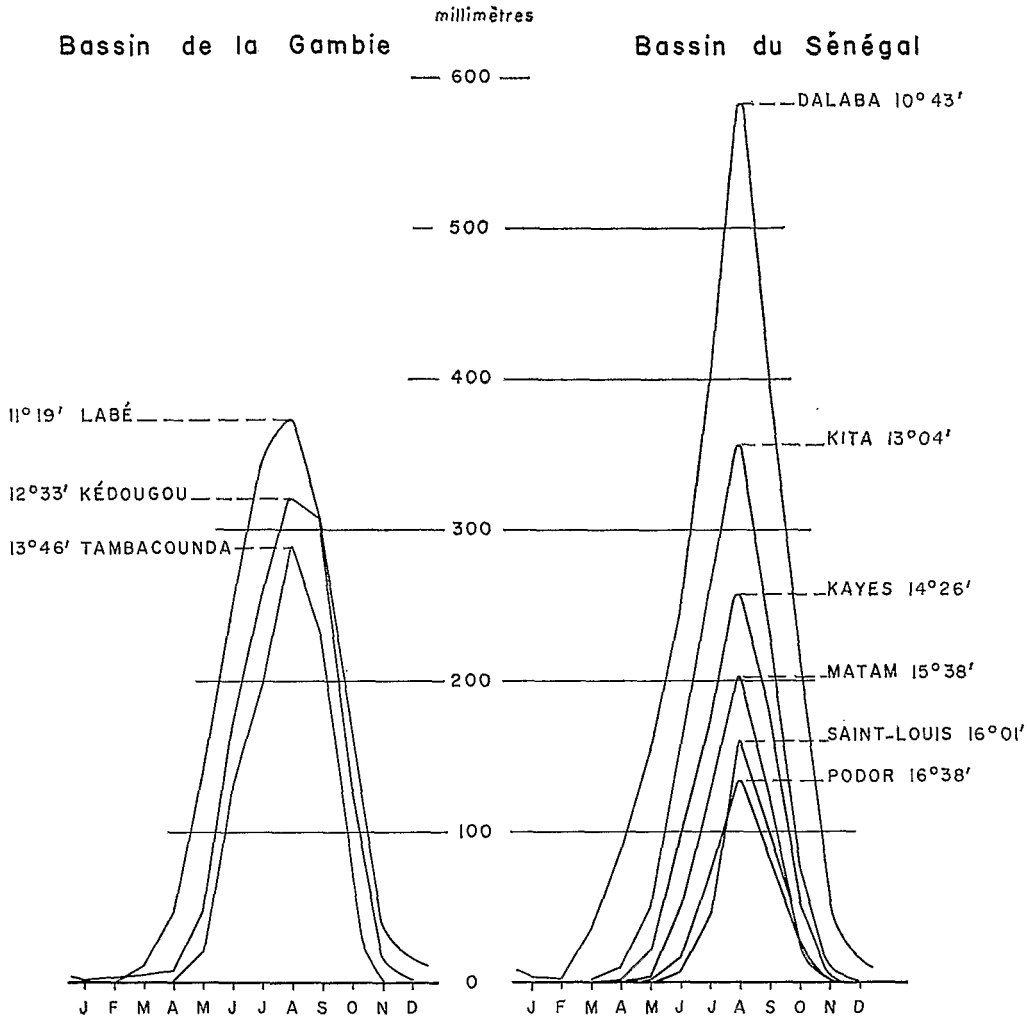


FIG. 11. — Régimes pluviométriques, d'après les relevés de 1931 à 1960.

Pour connaître les caractères des précipitations au cours de l'année, nous avons établi *les diagrammes des pluies quotidiennes à Kédougou* (fig. 12) *et à Kaédi* (fig. 13), représentant le climat sud-soudanien et le climat sahélien. Pour chacune des deux stations nous avons choisi cinq types d'années dans la période 1931-1960 : années très déficitaire, déficitaire, normale, excédentaire, très excédentaire. Ces diagrammes montrent bien les pulsations du régime pluviométrique : les précipitations successives sont séparées de périodes sèches de plusieurs jours à Kédougou, qui peuvent durer tout un mois à Kaédi. *Les pluies dans le domaine sahélien sont moins fréquentes mais elles peuvent être aussi abondantes que dans le domaine sud-soudanien.* Ainsi plusieurs pluies par an dépassent 40 mm à Kaédi.

Les grosses pluies tombent surtout en juin-juillet et septembre-octobre à Kédougou. Ce sont généralement des averses orageuses, liées au passage de grains. En août les hauteurs journalières des précipitations sont souvent plus faibles, puisqu'il s'agit de pluies de mousson, plus régulières ; les bruines sont alors assez fréquentes dans les régions à climat sud-soudanien (tableau 4). Plus au Nord, les averses orageuses se produisent en juillet, puis elles alternent avec des pluies moins brutales.

P. MORAL (1966, fig. 6) a étudié le passage à Dakar d'une succession de lignes de grains

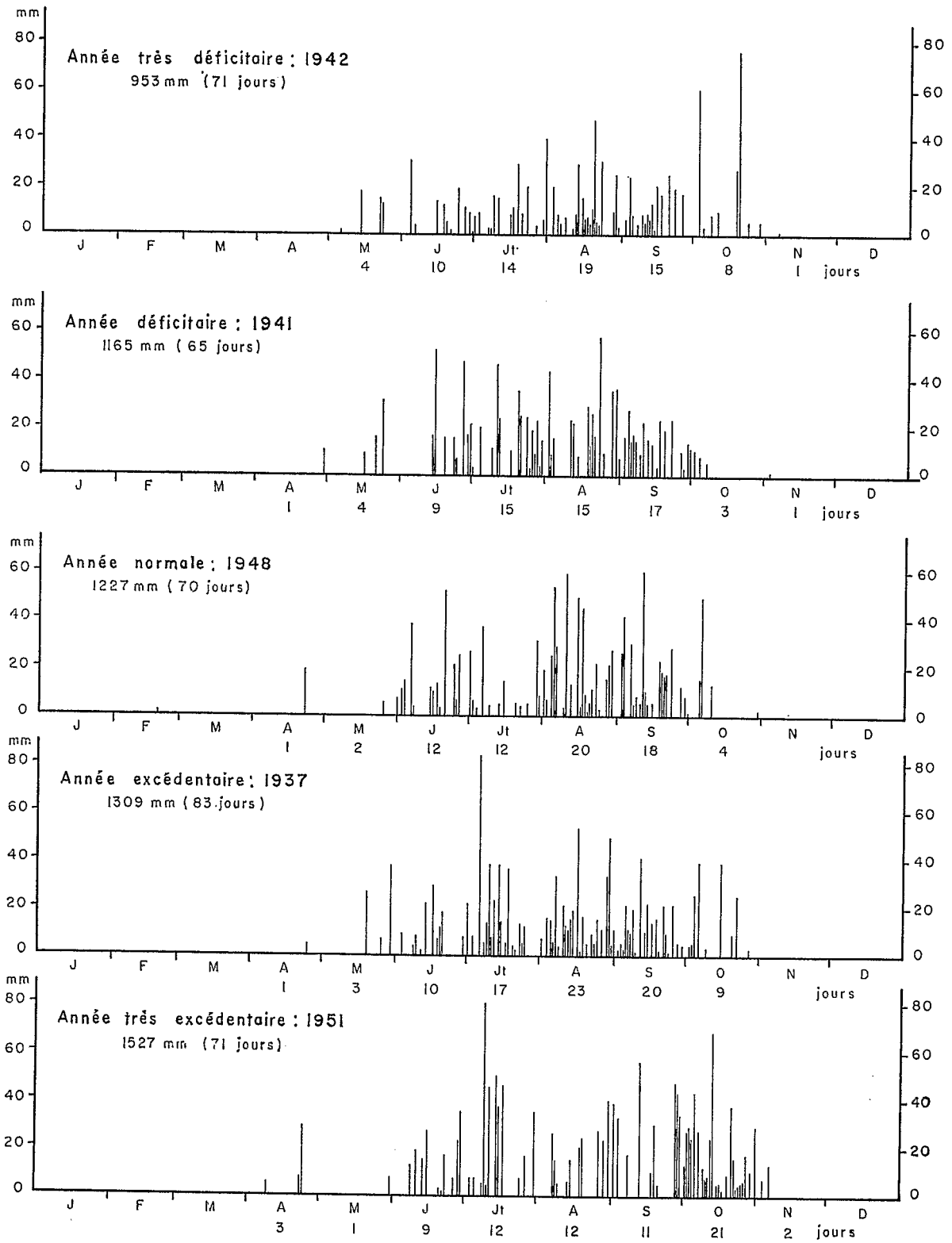


FIG. 12. — Les pluies quotidiennes à Kédougou. Présentation de cinq années types.

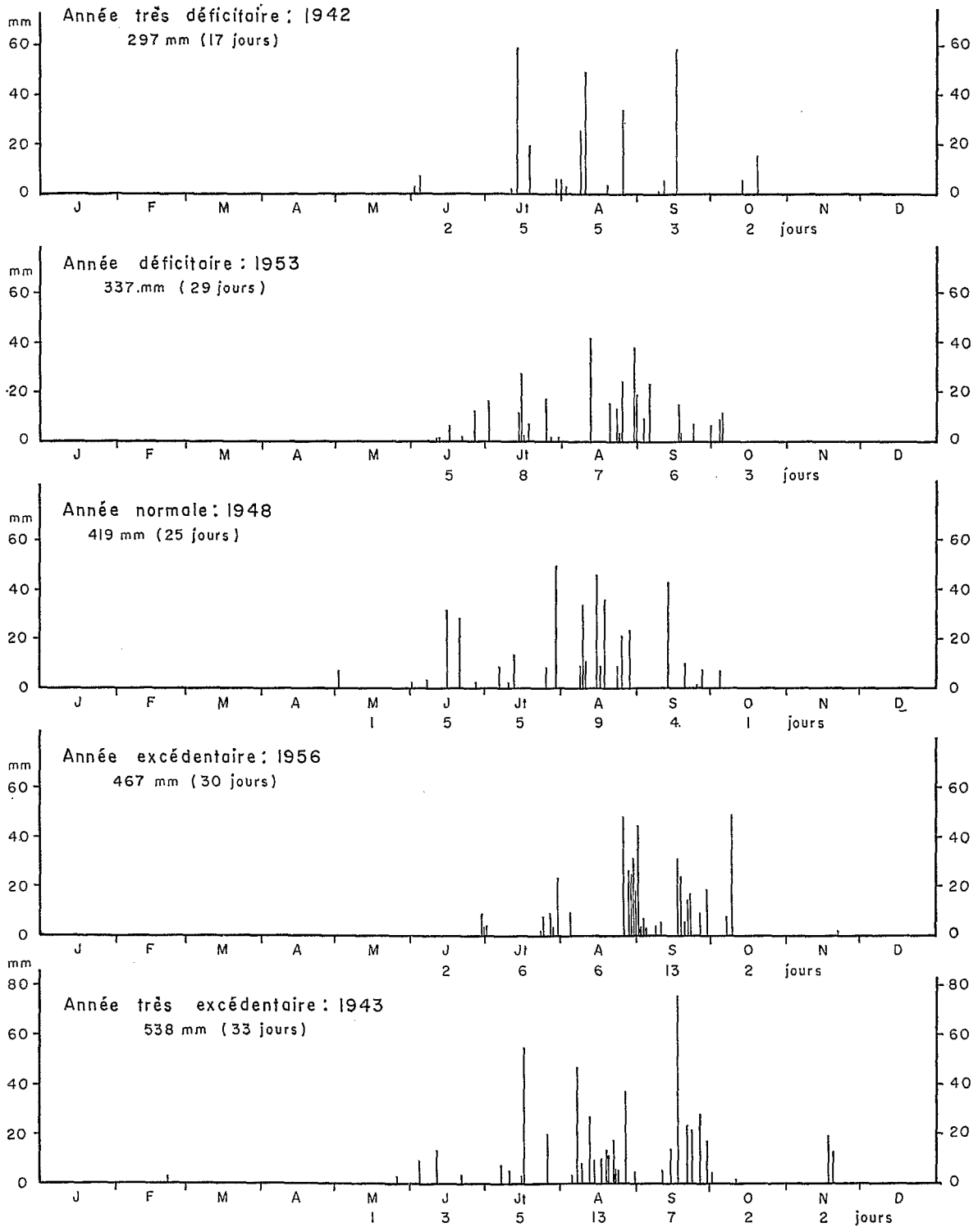


FIG. 13. — Les pluies quotidiennes à Kaédi. Présentation de cinq années types.

Tableau 4. — POURCENTAGE DES DIFFÉRENTS TYPES DE PRÉCIPITATIONS A SAINT-LOUIS ET A TAMBACOUNDA, d'après G. DELORME (1963).

Saint-Louis	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
Averses orageuses		90 %	34 %	39 %	48 %
Pluies		7 %	63 %	61 %	52 %
Bruine		3 %	3 %		

Tambacounda	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
Averses orageuses	83 %	57 %	32 %	63 %	57 %
Pluies	17 %	29 %	44 %	32 %	39 %
Bruine		14 %	24 %	5 %	4 %

entre le 15 et le 20 septembre 1956. A l'arrivée de chaque grain, le ciel se couvrit ; les vents, d'abord modérés, se renforcèrent et tournèrent du Nord-Ouest à l'Est et parfois au Nord-Est. La hauteur des différentes précipitations orageuses a varié de 23 à 40 mm ; leur total pour ces six jours s'est élevé à 121 mm, alors que la moyenne annuelle est de 578 mm.

Nous ne disposons pas de renseignements sur les intensités par minute ou par heure, puisque les Services météorologiques n'ont pas encore équipé les stations de pluviographes enregistreurs[1]. Cependant certaines observations nous indiquent que les intensités peuvent être très élevées. Ainsi à Kédougou on a noté le 6 juillet 1937 une pluie de 83 mm, tombée surtout entre 18 h 40 et 20 h, soit à une intensité moyenne de 60 mm/h ; le 9 juillet 1951, une pluie de 80,2 mm, entre 7 h et 11 h 10. Dans les stations sahéliennes les intensités des grosses pluies sont du même ordre : à Podor on a observé le 9 juillet 1955 la chute de 103,1 mm d'eau entre 9 h et 14 h 05 (moyenne annuelle 336 mm) ; *73 mm sont tombés en 55 min à Mbout le 26 septembre 1956, soit une intensité moyenne de 78 mm/h.* Notons que lors des études hydrologiques du petit bassin-versant de l'oued Seloumbo, situé dans le Tagant occidental, juste au Nord du Gorgol Blanc, dernier affluent du Sénégal, on a enregistré au cours des saisons de pluies de 1958 et 1959 des intensités maxima de 126 mm/h et 114 mm/h (Y. BRUNET-MORET, 1960).

G. DELORME (1963) a calculé les intensités moyennes mensuelles des précipitations de certaines stations d'Afrique occidentale. Pour la station de Kayes elles varient entre 3,2 et 4,8 mm/h, d'un mois à l'autre ; pour celle de Saint-Louis, entre 2,9 et 4,4 mm/h. Ces moyennes sont assez élevées et suggèrent que les pluies engendrent souvent des ruissellements, voire des ravinements, si le couvert végétal est assez ténu pour permettre un écoulement superficiel[2].

C'est surtout en début de saison des pluies que les précipitations interviennent directement dans la morphogenèse. Le tapis herbacé est alors complètement desséché ou brûlé par les feux de brousse. La terre déshydratée s'est effritée ou, au contraire, elle a été imperméabilisée par un glaçage superficiel. Or le début de la saison des pluies est très variable d'une année à l'autre : à Kédougou, les premières pluies supérieures à 10 mm tombent tantôt en avril, tantôt seulement dans la deuxième quinzaine de mai ; à Kaédi elles s'échelonnent entre mai et juillet (fig. 12 et 13). On remarque aussi des différences dans la répartition mensuelle :

1. Leur installation est prévue pour plusieurs postes au cours des prochaines années.
2. D'après Ch. PÉGUY, 1961, p. 246, « les précipitations vraiment « utiles » sont celles qui tombent sur un rythme d'environ 1 mm/h. En dessous de cette cadence, le sol ne se trouve pas suffisamment imprégné ; au-dessus, il y a écoulement du surplus, écoulement qui ne va pas toujours sans dégâts ». Notons qu'en zone tempérée l'intensité moyenne horaire se situe autour de 1 mm/h.

ainsi, en 1951 à Kédougou, les pluies étaient plus fréquentes et plus abondantes en octobre (418 mm) qu'en août (247 mm) ou septembre (294 mm).

Un autre facteur intervient : *les variations dans l'espace.* Elles concernent surtout les averses orageuses et semblent être plus importantes en climat sahélien que soudanien. D'une part, l'intensité d'une averse peut varier sensiblement d'un endroit à l'autre, même sur une surface réduite ; d'autre part, ces averses peuvent être très localisées. Il faudrait faire une étude détaillée des précipitations de plusieurs postes rapprochés pour pouvoir préciser l'ampleur de ces variations[1].

Seules les pluies estivales, de mousson ou de « tornade », suscitent la croissance de la végétation et interviennent dans la morphogenèse des bassins du Sénégal et de la Gambie. Les pluies de *heug*, en hiver, sont à la fois trop faibles et trop irrégulières. En outre, elles diminuent du Nord vers le Sud : de décembre à mars inclus, Podor reçoit en moyenne 5,2 mm, Kayes 1,4 mm. A Kaédi, au cours d'une année sur cinq sont tombées des pluies hivernales : une petite en février et deux autres dans la deuxième quinzaine de novembre ; à Kédougou on n'en a noté aucune (fig. 12 et 13).

c. Irrégularité interannuelle

Cet élément climatique intervient dans la morphogenèse, de façon directe et indirecte, par « l'alimentation » des cours d'eau et des nappes phréatiques.

Les variations interannuelles des précipitations sont grandes, puisque les pluies tombent souvent sous forme d'averses et se concentrent sur une partie de l'année. Il nous a paru intéressant de calculer pour les principales stations des deux bassins-versants les quintiles sur une période de 30 ans (1931-1960) ; les stations sont classées selon leur position en latitude (tableau 5). Les valeurs limites permettent ainsi de caractériser la pluviométrie de chaque année ; les records supérieur et inférieur indiquent l'ampleur des variations.

Tableau 5. — RÉPARTITION DES HAUTEURS ANNUELLES DE PRÉCIPITATIONS PAR QUINTILES, pour la période 1931-1960 (total en mm).

	LABÉ	KÉDOUGOU	KAYES	MATAM	SAINT-LOUIS	KAÉDI	PODOR
Record supérieur	2 361 (en 1959)	2 161 (en 1954)	1 127 (en 1936)	1 112 (en 1936)	593 (en 1943)	762 (en 1936)	793 (en 1955)
			Premier quintile : **très excédentaire**				
Valeur limite	1 891	1 347	897	593	439	505	379
			Deuxième quintile : **excédentaire**				
Valeur limite	1 755,5	1 264	835	538	367	429	344
			Troisième quintile : **normal**				
Valeur limite	1 530	1 180	769	476	314	404	318
			Quatrième quintile : **déficitaire**				
Valeur limite	1 435	1 113	676	416	222	312	228
			Cinquième quintile : **très déficitaire**				
Record inférieur	1 322 (en 1942)	837 (en 1932)	494 (en 1941)	255 (en 1941)	173 (en 1942)	205 (en 1941)	98 (en 1942)

1. Cf. à titre d'exemple, paragr. B 1 b, les hauteurs d'eau tombées les 27 et 28 août 1959 dans le petit bassin-versant de Dionaba, petit affluent du Gorgol Blanc.

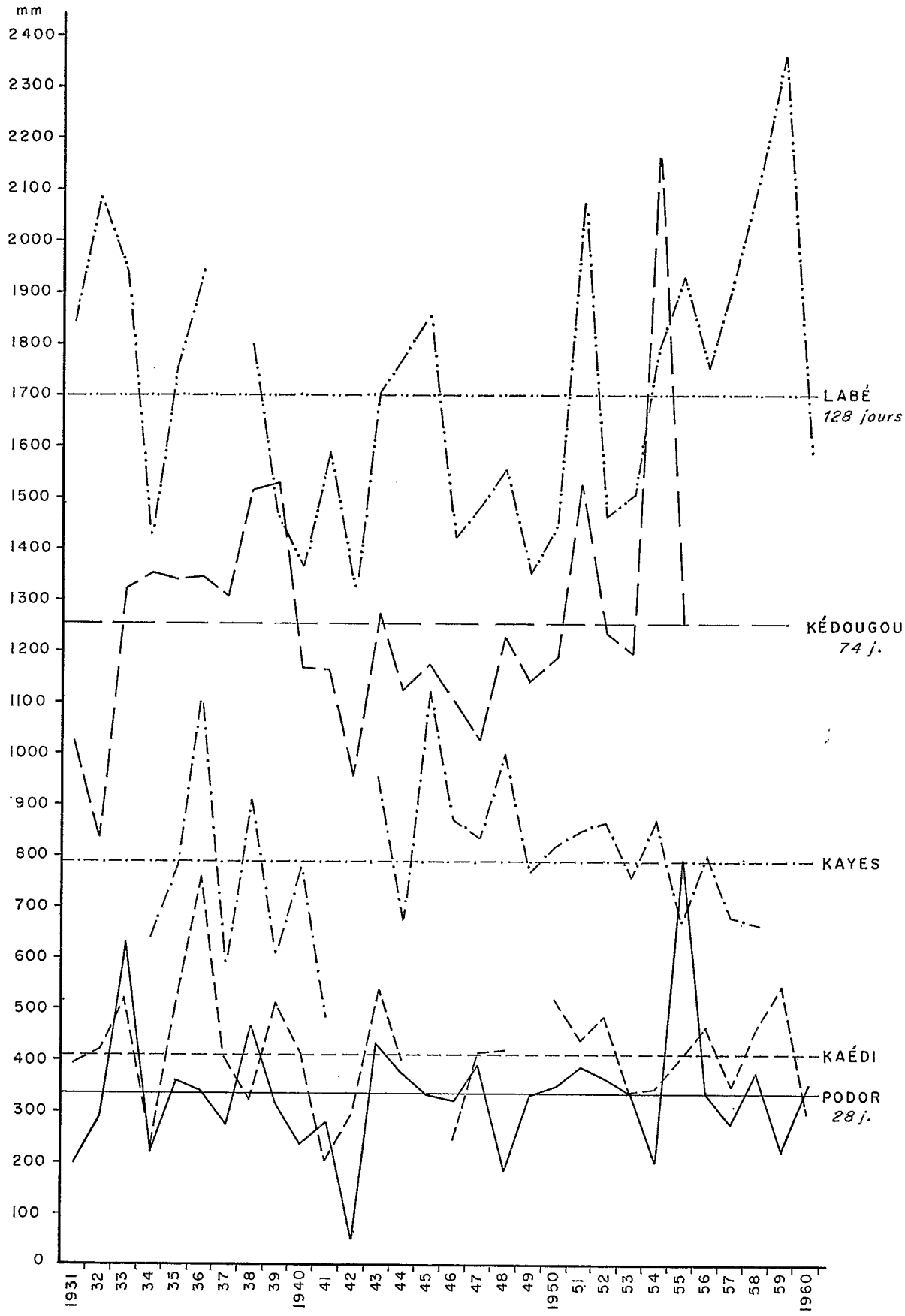


FIG. 14. — Variations interannuelles des pluies à Kaédi, Kayes, Kédougou, Labé et Podor de 1931 à 1960.

L'étude des pluies quotidiennes (fig. 12 et 13) montre que plusieurs grosses précipitations (> 40 mm) se produisent chaque année, quel que soit le type de pluviométrie. C'est le nombre total de pluies et plus encore celui des pluies moyennes (10 à 40 mm) qui varie d'une année à l'autre ; leur fréquence caractérise les années excédentaires par rapport aux années déficitaires.

Le classement des précipitations annuelles par quintiles montre aussi que *l'irrégularité des pluies s'accroît du Sud vers le Nord.* Si l'on considère la moyenne annuelle comme égale à 100 %, les maxima et minima (records supérieurs et inférieurs) ont varié pour la période 1931-1960 dans les proportions suivantes : à Labé 139 % et 78 %, à Podor 235 % et 29,2 % (tableau 6). En comparant les chiffres des stations de Matam, Kaédi et Saint-Louis, situées approximativement à la même latitude, on constate, en outre, que les variations sont plus fortes dans les régions intérieures que sur le littoral.

Tableau 6. — L'irrégularité croissante des pluies du Sud au Nord.
Le pourcentage des précipitations maxima et minima, par rapport à la moyenne annuelle (= 100 %) de 1931-1960.

	Labé	Kédougou	Kayes	Matam	Saint-Louis	Kaédi	Podor
Latitude	11°19′	12°33′	14°26′	15°38′	16°01′	16°08′	16°38′
maxima	139 %	172 %	143 %	207 %	172 %	185,5 %	235 %
minima	78 %	66,7 %	62,5 %	47,5 %	50 %	50 %	29,2 %
rapport $\frac{\text{maximum}}{\text{minimum}}$	1,78	2,58	2,29	4,35	3,44	3,70	8,05

Le graphique des variations interannuelles des pluies pour cinq stations (fig. 14) permet de voir que les fluctuations des hauteurs annuelles se manifestent de façons diverses à l'échelle des deux bassins-versants. En d'autres termes, une année n'est pas partout « sèche » ou « humide ». Prenons comme exemple l'année 1955 : elle a été très excédentaire à Podor (c'est le record supérieur), normale à Kaédi, déficitaire à Kayes (où les précipitations ont été plus faibles qu'à Podor !), normale à Kédougou et très excédentaire à Labé. Le nombre annuel des jours de pluies est aussi très variable (tableau 7). On remarquera qu'il n'existe pas toujours de correspondance entre le total des jours de pluies et la hauteur des précipitations : ainsi à Kédougou on a enregistré le chiffre le plus élevé en 1955, alors que la hauteur des pluies était tout à fait normale.

La quantité moyenne d'une pluie (m) varie beaucoup d'une année à l'autre. Elle est généralement très élevée pour les années les plus pluvieuses. Ces variations interannuelles sont, dans l'ensemble, beaucoup plus fortes en régions sahéliennes que dans les domaines soudanien et guinéen. Le tableau 7 montre encore que la hauteur moyenne d'une pluie, calculée sur une période trentenaire, augmente peu du Nord vers le Sud. Elle est même moins élevée à Dalaba qu'à Kédougou, puisque cette dernière station, abritée par l'écran du Fouta Djalon, reçoit surtout des pluies de « tornades », plus violentes.

Si les fluctuations interannuelles sont très capricieuses, on peut cependant noter pour chaque station *l'existence de périodes humides et sèches,* d'une durée d'ailleurs très variable : à Kédougou, par exemple, les années de 1933 à 1940 ont été excédentaires, celles de 1941 à 1950 généralement déficitaires (fig. 14). On constate aussi qu'en 1941 et 1942 les précipitations ont été faibles sur l'ensemble des deux bassins fluviaux.

Ces successions d'années humides et d'années sèches jouent sûrement un grand rôle géomorphologique dans le façonnement actuel du modelé : les périodes sèches favorisent

Tableau 7. — VARIATION DE LA HAUTEUR ANNUELLE ET DU NOMBRE DE JOURS DE PLUIE PENDANT LA PÉRIODE 1931-1960.

Les maxima et les minima de chaque station sont en *italique.*

Q : quantité (en mm) N : nombre de jours m : rapport Q/N (en mm).

Années	PODOR			MATAM			KÉDOUGOU			DALABA		
	Q	N	m	Q	N	m	Q	N	m	Q	N	m
1931	200	21	9,5				1 027	65	15,8			
1932	292	22	13,3				*836*	*45*	18,5			
1933	633	29	*21,8*	640	43	14,9	1 321	76	17,4			
1934	220	21	10,5				1 351	77	17,5	1 756	*105*	16,7
1935	361	22	16,4				1 339	75	17,8	1 900	137	13,8
1936	339	28	12,1	*1 112*	37	*30,1*	1 344	76	17,7	2 395	170	14
1937	272	*15*	18,1	551	34	16,2	1 309	83	15,8	1 911	123	15,5
1938	466	23	20,2	538	31	17,3	1 513	81	18,8	1 925	137	14
1939	316	28	11,6	475	38	12,5	1 528	88	17,4	2 047	120	17
1940	233	31	7,5	563	37	15,2	1 169	95	*12,3*	1 865	126	14,8
1941	269	22	12,2	255	31	8,2	1 165	65	18	1 765	121	14,6
1942	*98*	18	*5,4*	518	*29*	17,8	952	71	13,4	1 880	111	16,9
1943	433	38	11,4	456	46	9,8	1 271	71	17,9	2 019	112	18
1944	375	26	14,4	*296*	32	*9,3*	1 124	75	15	*1 639*	130	12,6
1945	332	30	11,2	419	34	12,3	1 175	68	17,3	2 268	139	16,3
1946	321	19	16,9	550	31	17,7	1 102	46	16,2			
1947	388	26	14,9	380	41	*9,3*	1 028	55	18,6	1 768	119	14,9
1948	187	22	8,5	414	31	13,3	1 227	70	17,5			
1949	329	28	11,7	389	35	11,1	1 141	56	20,4	2 377	109	21,8
1950	349	31	11,2	714	*53*	13,5	1 186	68	17,4	2 428	121	20
1951	383	44	8,7	681	50	13,6	1 527	71	21,5	*3 161*	129	*24,5*
1952	366	37	9,8	603	50	12,1	1 231	74	16,6	2 675	142	18,7
1953	337	32	10,5	470	47	10	1 196	79	15,7	2 649	151	17,5
1954	199	26	7,7	482	38	12,7	*2 160*	76	*28,4*	2 440	177	13,8
1955	*793*	*49*	16,1	477	39	12,4	1 257	*97*	12,9	2 495	*187*	13,3
1956	334	39	8,6	583	44	13,2		79		2 014	183	*11*
1957	279	34	8,2	452	38	11,7				2 152	181	11,9
1958	375	26	14,4	689	45	15,2				2 135	176	12,1
1959	223	27	8,3	538	36	14,9				2 189	166	13,2
1960	356	24	14,8	485	37	13,1				2 175	*187*	11,6
Normale	**336**	**28**	**12**	**537**	**37,4**	**14,3**	**1 256**	**73,6**	**17**	**2 187**	**142,4**	**15,3**

les actions éoliennes ; les périodes humides amplifient l'action des eaux superficielles et souterraines. Dans les régions septentrionales, à climat sahélien, les fortes pluies doivent posséder un pouvoir érosif d'autant plus élevé que le sol n'est jamais couvert, même en pleine saison des pluies, d'un tapis végétal bien dense[1].

4. LES AUTRES COMPOSANTS DU CLIMAT

Le troisième élément, la température, est partiellement influencé par les deux premiers, le vent et les précipitations. Mais un facteur joue un rôle prépondérant dans certaines parties des hauts bassins : c'est l'altitude.

1. Cf. paragr. C 1.

a. Les régimes thermiques

Pour définir ces régimes nous avons choisi quatre stations : Saint-Louis, qui bénéficie des influences maritimes, Podor, représentative du climat sahélien, Kayes, à climat nord-soudanien, qui est aussi une des stations les plus chaudes d'Afrique, enfin Labé, située à 1 025 m d'altitude, dans la partie la plus arrosée des deux bassins-versants.

La température annuelle moyenne est élevée puisque nous nous trouvons dans la zone intertropicale ; cependant on remarque déjà une nette différence entre l'intérieur et la côte : elle atteint 28,4 et 29,6 °C à Podor et Kayes, contre 24,6 °C à Saint-Louis. Grâce à l'altitude, le climat est nettement moins chaud à Labé (21,8 °C).

Les amplitudes annuelles moyennes sont peu élevées : elles varient de 5 à 11 °C, le minimum étant enregistré à Labé, le maximum à Kayes (tableau 8). En effet, les variations de la hauteur du soleil dans le ciel au cours de l'année sont faibles et les chutes de pluies estivales coïncident avec la période où le soleil est le plus haut dans le ciel.

Tableau 8. — LES TEMPÉRATURES ET AMPLITUDES MOYENNES.

	Température annuelle moyenne	Amplitude annuelle moyenne	Amplitude diurne moyenne
PODOR	28,4 °C	9 °C	15 °C
SAINT-LOUIS	24,8	6,7	7,8
KAYES	29,6	11	13,9
LABÉ	21,8	5	13

Les amplitudes diurnes moyennes sont partout plus fortes que les amplitudes annuelles et oscillent de 7,8 à 15 °C. Elles augmentent à la fois de la côte vers l'intérieur, selon la longitude, et du Sud vers le Nord, en fonction de la latitude : Podor possède donc la valeur la plus élevée parmi les quatre stations étudiées (tableau 8).

C'est avant tout l'examen des **températures maximales et minimales moyennes** (Tx et Tn) qui permettra de préciser le régime thermique des quatre stations types (fig. 15). Nous les avons disposées selon leur latitude et leur continentalité pour faciliter les comparaisons ; commençons par la plus septentrionale, celle de ***Podor***.

Dans cette station *les maxima moyens s'élèvent de décembre à mai*, atteignant alors 41,4 °C ; avec les précipitations estivales, ils diminuent jusqu'en septembre pour augmenter légèrement en octobre-novembre et s'abaisser à 30,7 °C en décembre. Les minima moyens s'élèvent progressivement de janvier à juillet, puis ils restent élevés pendant toute la saison des pluies, jusqu'en octobre. Les amplitudes diurnes sont les plus fortes en mars-avril, oscillant alors autour de 19 °C.

Le régime thermique de ***Saint-Louis*** offre un puissant contraste avec celui de Podor. *Les maxima moyens baissent de décembre à mai.* La chute de température est surtout sensible en avril-mai, période pendant laquelle se renforcent les alizés maritimes, frais et humides[1] : les maxima moyens descendent alors à 25,6 et 25,3 °C. En outre, la côte est baignée à cette époque de l'année par des eaux relativement froides, qui rafraîchissent aussi la température de l'air. Les alizés provoquent un upwelling le long du littoral ; c'est pourquoi la température des eaux de surface n'est que de 16 °C en avril contre 28 °C en septembre, au large de Saint-Louis[2].

1. Cf. paragr. 2 a : les vents réguliers.
2. D'après G. BERRIT, 1962. Notons que le courant des Canaries s'écarte de la côte africaine à partir du cap Barbas, dans le Sud du Rio de Oro, et passe au large des îles du Cap-Vert ; cf. D. DÉMOULIN, 1967, fig. 5 à 8.

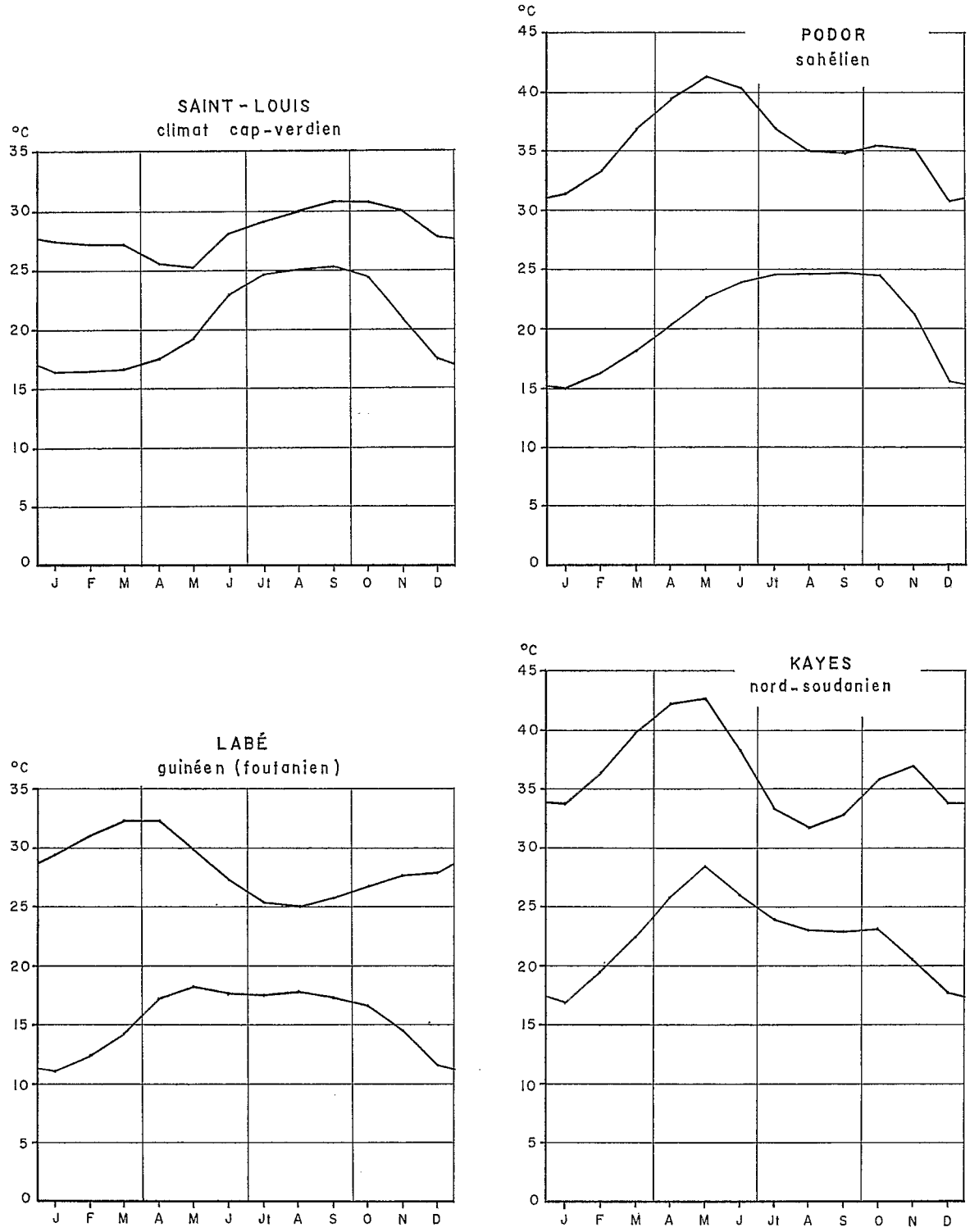


FIG. 15. — Températures : maxima et minima moyens (Tx — Tn), 1951-1960, aux stations de Kayes, Labé, Podor, Saint-Louis.

Toujours à l'inverse de Podor, les maxima moyens augmentent à Saint-Louis pendant la saison des pluies, lorsque soufflent les vents de mousson ; cependant ils restent inférieurs à ceux mesurés à Podor pendant la même période. Les minima moyens restent relativement bas jusqu'en mai puis augmentent jusqu'en septembre. Les amplitudes diurnes sont de 7 à 12 °C en saison fraîche, puis se réduisent à 3-4 °C avec l'arrivée de la mousson.

Ce régime thermique très particulier que connaissent les régions littorales sénégalaises au Nord du Sine-Saloum a permis à H. HUBERT de définir un climat « subcanarien » ; il est cependant préférable de lui donner, avec P. MORAL (1966), l'épithète « cap-verdien ». *Ce climat frais pendant toute la saison sèche se dégrade très vite vers l'intérieur :* ses effets ne sont sensibles que dans une bande parallèle à la côte, dont la largeur ne dépasse pas 20 à 25 km. Ainsi en avril-mai, si l'on quitte par la route les terres surchauffées de la région de Richard-Toll, on ressent tout à coup une agréable fraîcheur lorsqu'on descend des dunes fixées dans les anciennes vasières sillonnées par les marigots vers Diaoudoun, à une vingtaine de kilomètres de Saint-Louis. Il existe donc à cette époque de l'année un véritable front thermique séparant la côte de l'intérieur.

Les températures les plus fortes sont enregistrées alors à ***Kayes***, en climat nord-soudanien. La ville se situe d'ailleurs au pied des reliefs gréseux du Plateau Mandingue septentrional, dont la réverbération augmente sans doute encore l'échauffement diurne ; elle est classée, à juste titre, comme *une des stations les plus chaudes du globe.* On y a mesuré sous abri en 1940 des températures de 48,1 °C en avril et de 47,2 °C en mai[1]. *Les maxima moyens observés en mai sont de 42,5 °C ; puis ils diminuent jusqu'en août (31,8 °C).* Leur abaissement en saison des pluies est plus marqué qu'en saison fraîche (minimum de décembre-janvier : 33,8 °C). Un second maximum, plus sensible qu'à Podor, se place en novembre (36,9 °C). Les minima moyens s'abaissent aussi en « hivernage »[2] alors qu'à Podor ils restent stationnaires. Les températures les plus basses sont enregistrées en janvier. Les amplitudes diurnes sont fortes en saison sèche, mais pas aussi élevées qu'à Podor.

La station de ***Labé*** jouit d'un climat tropical guinéen à deux saisons, *adouci par l'altitude.* Il caractérise toutes les hautes terres du Fouta Djalon ; A. AUBRÉVILLE (1949) lui a donné le qualificatif de « foutanien ». Les variations des températures maximales moyennes sont beaucoup plus faibles. On n'y observe qu'un seul maximum, en mars-avril ; les températures plafonnent à 32,3 °C. Le minimum se situe en août, avec 25 °C. Comme à Kayes, c'est le mois de janvier qui connaît les températures les plus basses ; le thermomètre descend alors souvent au-dessous de 10 °C. Le minimum moyen de janvier le plus faible en dix ans (1951-1960) a été de 9° C en 1960. La courbe des minima moyens monte jusqu'en mai (18,2 °C) pour rester à peu près stationnaire pendant cinq mois et descendre ensuite.Les amplitudes diurnes en saison sèche sont légèrement supérieures à celles de Kayes, sans égaler toutefois celles de Podor. Les températures mensuelles moyennes sont comprises entre 19,7 °C (décembre) et 24,7 °C (avril). *Les minima absolus sous abri sont descendus à 6 °C* en février 1952, ainsi qu'en janvier 1956 et *même à 5,5 °C* en décembre de cette année-là.

b. L'humidité relative et la rosée

Les régimes pluviométriques et thermiques influencent largement ces deux éléments du climat. Nous avons repris les quatre stations types des deux bassins fluviaux pour étudier l'humidité relative d'après les maxima et minima moyens mensuels (fig. 16).

A ***Podor***, les maxima varient entre 50 et 60 % en saison sèche de janvier à mai, tandis que *les minima s'abaissent à 12 et 11 % en mars et avril.* Les deux augmentent progressivement pendant la saison des pluies. Les sommets des courbes se placent en septembre, bien que le maximum des précipitations se produise en août ; l'humidité reste élevée en

1. Ce sont les maxima absolus des deux mois les plus chauds de l'année.
2. On appelle ainsi la saison des pluies puisque le temps lourd et orageux incommode souvent l'organisme humain.

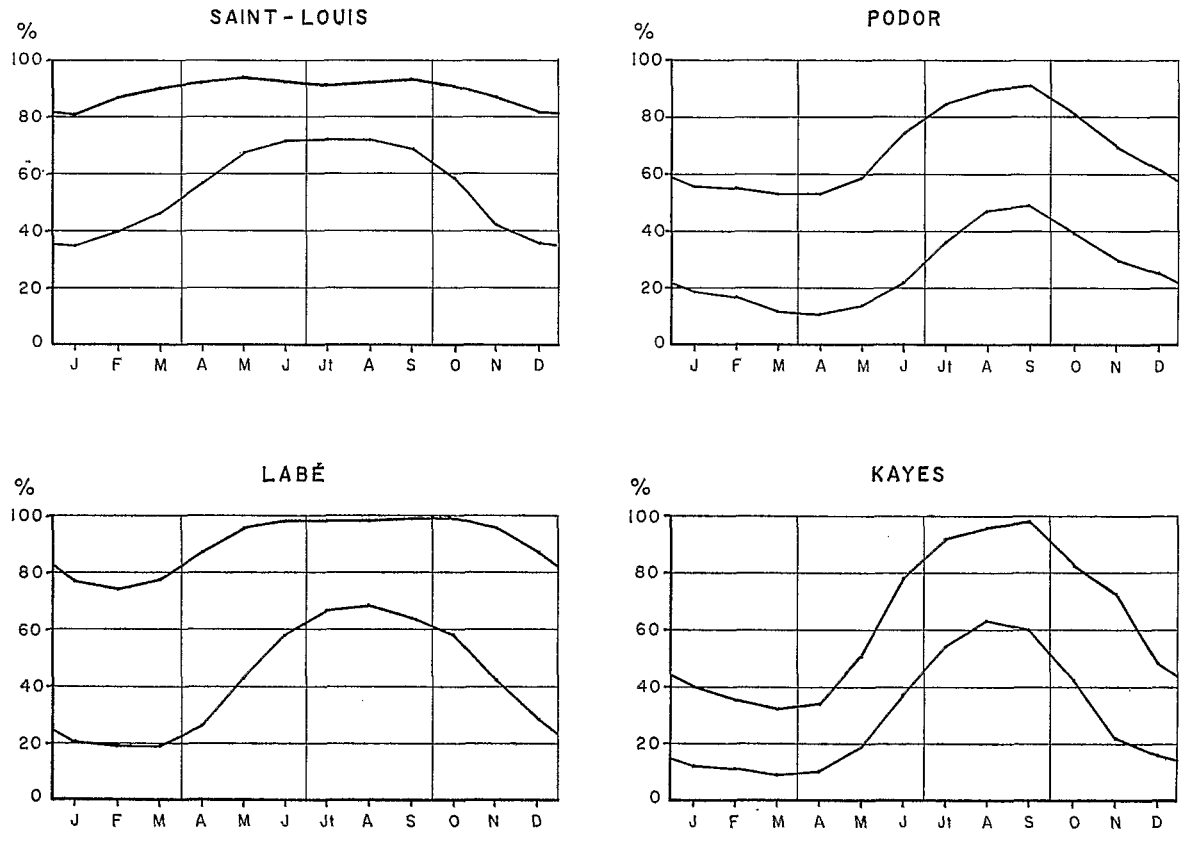


FIG. 16. — Humidité relative : maxima et minima moyens (Ux — Un), 1951-1960, aux stations de Kayes, Labé, Podor, Saint-Louis.

octobre, alors que les pluies ont pratiquement cessé. C'est vraisemblablement l'inondation vers la fin de l'hivernage du lit majeur du Sénégal par la crue annuelle[1], qui explique ce décalage des courbes d'humidité relative par rapport à celle des précipitations.

La station de ***Saint-Louis*** se caractérise par une *humidité relative élevée pendant toute l'année*, ce qui est un autre trait du climat cap-verdien, défini au paragraphe précédent. Les maxima sont toujours supérieurs à 80 %, atteignant 94 % en mai. Cette forte humidité en pleine saison sèche pourrait paraître paradoxale. Mais nous savons déjà[2] que de l'air frais et relativement humide, amené par les alizés maritimes, couvre alors le plus souvent les régions littorales. Les minima sont de 35 et 40 % en janvier-février ; ils correspondent à des journées de vent d'Est, dont le nombre diminue ensuite avec le renforcement des alizés maritimes. En saison des pluies les minima dépassent 60 % et sont nettement plus élevés qu'à Podor.

A ***Kayes***, par contre, *les variations d'humidité relative sont très accusées.* Au cours de la saison sèche les maxima descendent à 32 % en mars. Pendant la saison des pluies ils atteignent 98 %. L'humidité est alors plus forte qu'à Podor, puisque les précipitations sont plus abondantes. *Les minima s'abaissent à 9 % en mars ;* ce chiffre montre que l'air est extrêmement sec à cette époque de l'année dans le domaine nord-soudanien. Avec les premières tornades les minima s'élèvent progressivement pour atteindre 63 % en août quand tombent les pluies de mousson.

L'humidité relative croît avec l'augmentation des précipitations et aussi avec l'altitude, qui abaisse les températures. C'est pourquoi elle est beaucoup plus forte à ***Labé*** qu'à Kayes.

1. Cf. paragr. B. 1.
2. Cf. paragr. 1.

Pendant cinq mois, de juin à octobre, les maxima sont toujours très élevés, se chiffrant à 98 et 99 %. Ils ne s'abaissent que légèrement en saison sèche, jusqu'à 74 % en février. Par contre, les minima sont alors relativement bas, avec 19 % en février et mars, puisque le Fouta Djalon central connaît des journées d'harmattan. Ils montent en saison des pluies à 68 %. Dans l'ensemble, les écarts entre les maxima et les minima moyens au cours de l'année sont nettement plus forts à Labé que dans les trois autres stations ; c'est donc un trait caractéristique du domaine climatique foutanien.

En relation avec l'humidité atmosphérique peuvent se former des *brouillards* et des *brumes humides*[1]. Dans les régions intérieures on en observe certains jours au lever du soleil pendant la saison fraîche[2]. Ils sont liés au refroidissement de l'air par suite de l'importance du rayonnement nocturne. Leur fréquence diminue en avril et au cours de la saison des pluies avec l'élévation des minima de température. Par contre, dans les régions littorales, les brouillards et brumes humides se produisent fréquemment en avril-mai, puisque les températures restent basses et l'humidité relative augmente encore. En outre, les eaux froides qui baignent la côte à cette époque de l'année rafraîchissent la température de l'air au contact de l'océan et provoquent la condensation de la vapeur d'eau.

Lorsque l'humidité élevée coïncide avec un abaissement très sensible de la température au niveau du sol, se forment les fines gouttelettes de la **rosée** ; elle se dépose pendant la nuit et au petit matin. Ces précipitations occultes sont *fréquentes dans les régions littorales*, notamment en avril-mai. Voici, par exemple, le nombre de jours de rosée à Saint-Louis en 1953, d'après J. P. Nicolas (1959, p. 147) :

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	total
2	8	7	9	12	—	—	—	—	5	4	11	58 jours

Les brouillards matinaux et les rosées sont probablement *encore plus fréquents dans les massifs du Fouta Djalon central*, puisque l'humidité relative y est élevée, alors que les minima de température sont plus bas qu'à Saint-Louis. Les précipitations occultes apportent un peu d'humidité au sol et aux plantes, atténuant ainsi dans une certaine mesure l'effet de la dessiccation par évaporation au cours de la longue saison sèche.

c. L'évaporation

Elle est mesurée dans les différentes stations météorologiques avec l'évaporomètre Piche. On dispose ainsi d'une série de données comparables. Mais d'après les récentes études d'hydrologues et d'hydrogéologues, les résultats enregistrés par cet appareil sont trop élevés ; ils estiment que pour la zone tropicale sèche les chiffres obtenus doivent être multipliés par 0,6 pour avoir une bonne approximation de la grandeur de l'évaporation réelle sur eau libre[3]. Nous avons corrigé en ce sens les mesures des quatre postes représentées sur la figure 17.

Examinons d'abord les trois *stations de l'intérieur :* Podor, Linguère, Tambacounda. En saison fraîche (décembre et janvier) l'évaporation journalière varie entre 3 et 8 mm ; les valeurs les plus faibles sont enregistrées à Podor, les plus fortes à Linguère, dans le Ferlo. La tranche d'eau évaporée augmente progressivement en saison chaude. *Linguère détient le record avec 10,2 mm/jour en avril ;* ailleurs les maxima se situent en mai. L'évaporation se réduit sensiblement en saison des pluies. Le minimum se place en septembre : il est de 1,2 à 2,5 mm/jour, selon la station : à Tambacounda l'évaporation est alors la plus faible, grâce aux précipitations plus abondantes. Ensuite elle croît à nouveau ; il faut cependant noter

1. Qui sont à distinguer des brumes sèches, correspondant à la suspension de fines particules dans l'air ; cf. paragr. 2.
2. Ainsi d'après les observations de A. Chauvel, 1967, p. 10, ils se sont produits en moyenne 8 jours par mois, de janvier à mars, dans la région de Kédougou en 1964.
3. Cf. J. Depagne, H. Moussu, 1967, p. 11, qui cite J. Archambault, 1960, et Ph. Roussel, 1968.

qu'elle reste faible à Podor jusqu'en décembre, sans doute à cause de l'inondation du lit majeur du Sénégal sur une largeur de 25 km pendant cette période de l'année[1].

Dans les *régions littorales*, l'évaporation est beaucoup plus faible et suit un rythme différent. A Saint-Louis, la tranche d'eau évaporée par jour diminue progressivement de décembre à mai, de 3,8 à 1,4 mm. Puis elle augmente légèrement pour se maintenir à 2,3 mm pendant la saison des pluies et remonte ensuite à 3,8 mm.

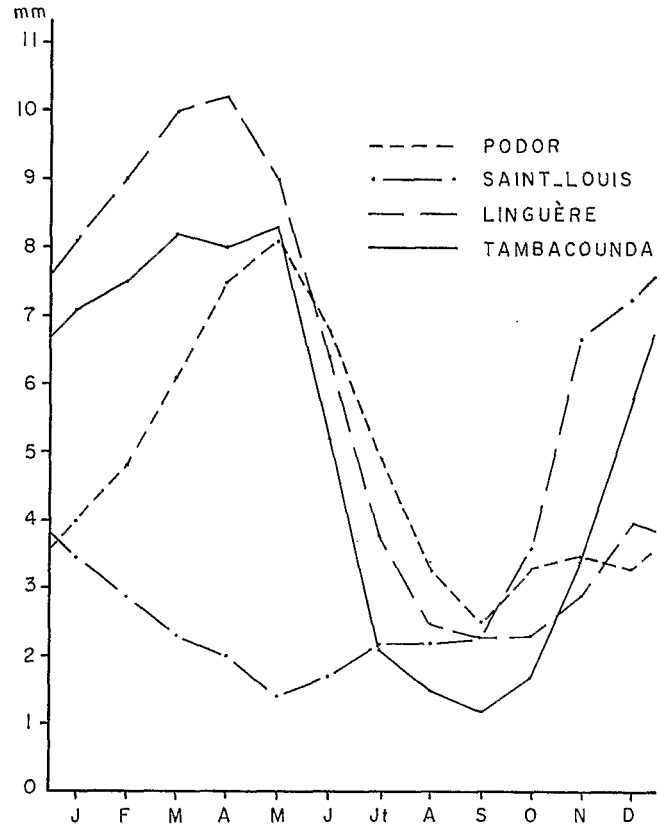


FIG. 17. — Évaporation moyenne quotidienne en millimètres (valeurs corrigées) à Linguère, Podor, Saint-Louis, Tambacounda.

L'évaporation moyenne annuelle varie donc beaucoup d'une région à l'autre en fonction de divers facteurs climatiques et parfois hydrologiques. Elle peut se chiffrer ainsi pour les quatre stations : Saint-Louis 900 mm, Tambacounda 1 750 mm, Podor 1 770 mm, Linguère 2 400 mm. Il s'agit, bien sûr, de valeurs potentielles, puisque les seules nappes d'eau libre subsistant en fin de saison sèche sont le lac de Guier et le lac Rkiz, si on ne tient pas compte de quelques mares dans le lit majeur du Sénégal ou dans les niayes ; encore le lac Rkiz disparaît-il certaines années par évaporation[2].

5. LA SÉCHERESSE

L'absence de pluies pendant plusieurs mois consécutifs de l'année, jointe à des températures souvent élevées et à une forte évaporation, engendre une grande sécheresse, qui *marque surtout les régions septentrionales du bassin du Sénégal et s'atténue progressivement*

1. Cf. paragr. B 1.
2. Cf. paragr. B 2.

vers le Sud. Elle se répercute aussi bien sur le bilan de l'écoulement superficiel et souterrain des eaux, que sur la nature et la densité du couvert végétal, intervenant ainsi de façon directe et indirecte dans la morphogenèse.

L'importance de ce facteur explique le foisonnement des indices climatiques, essayant de chiffrer le degré d'aridité à l'aide de formules diverses. Elles utilisent comme principales données : les hauteurs de précipitations annuelles ou mensuelles, la température moyenne ou les maxima et minima moyens ; certaines font intervenir l'évaporation. F. JOLY (1957) a fait un bon exposé critique des indices les plus importants et les plus utilisés.

Plus récemment, P. MORAL (1964) a essayé de définir les « régions pluviothermiques » de l'Afrique de l'Ouest. Ses diverses formules permettent de délimiter deux grands domaines, subdivisés ensuite en zones, régions et secteurs. La courbe de l'indice pluviothermique annuel $= 1$ est considérée comme la limite entre le domaine tropical humide et le domaine tropical sec. Elle part de Dakar et passe approximativement par Diourbel et Kayes, pour recouper le Niger à la hauteur de Ségou. Ainsi le bassin de la Gambie se situe entièrement dans le domaine tropical humide, tandis que la majeure partie du bassin du Sénégal se trouve dans le domaine tropical sec.

Dans ce dernier domaine, la sécheresse dure plus de six mois par an. Ce sont surtout les botanistes qui ont précisé la notion de mois sec. Ainsi, selon A. AUBRÉVILLE (1949, p. 66), « un mois est écologiquement sec quand les plantes ne trouvent pas dans le sol les quantités d'eau qui leur sont nécessaires, c'est-à-dire lorsque le bilan hydrique du sol est déficient ». Dans cette optique F. BAGNOULS et H. GAUSSEN (1957, p. 194) ont mis au point, en se fondant sur de nombreux travaux d'écologie végétale faits dans les différentes parties du globe où se manifeste une période sèche, leur *indice ombrothermique mensuel:* $P \leqslant 2\,T$; cette relation définit comme mois sec « celui pour lequel le total des précipitations exprimé en millimètres est égal ou inférieur au double de la température moyenne exprimée en degrés centigrades ».

Nous avons établi les diagrammes ombrothermiques pour les quatre stations types : Kayes, Labé, Podor, Saint-Louis (fig. 18) ; les traits obliques représentent les mois secs. Ceux-ci sont au nombre de cinq à Labé (novembre à mars). On en compte huit à Kayes (octobre à mai), à cause des températures plus élevées et des précipitations moins abondantes. *A Podor et à Saint-Louis, neuf ou dix mois sur douze peuvent être considérés comme secs.*

H. GAUSSEN et F. BAGNOULS ont perfectionné l'indice ombrothermique mensuel en le complétant par l'*indice xérothermique quotidien* qui fait intervenir, outre la pluie et la température, l'état hygrométrique de l'air et les précipitations occultes[1]. La somme de ces chiffres donne le nombre total de jours biologiquement secs par an. En utilisant cet indice, à la fois simple et rationnel, L. EMBERGER, H. GAUSSEN et leurs collaborateurs (1962) ont établi une carte bioclimatique de la région méditerranéenne et de sa marge tropicale. Nous avons reproduit dans la figure 19 la partie de la carte couvrant les bassins des fleuves Sénégal et Gambie.

Cette carte montre à la fois la croissance de la sécheresse vers le Nord et les nuances régionales, en fonction des divers éléments du climat qui se combinent et aussi grâce au relief qui la tempère. Ainsi *la sécheresse est très atténuée dans tout le Fouta Djalon, où on compte moins de 150 jours ;* ce chiffre s'abaisse même à 90 pour la station de Mamou, près des sources du Bafing. Il reste inférieur à 200 dans le Plateau Mandingue, alors qu'il dépasse ce seuil dans les bas-pays de la moyenne Falémé.

La carte confirme la différenciation très nette dans le domaine bioclimatique du bassin de la Gambie de celui du Sénégal. Dans le premier l'indice xérothermique est partout inférieur à 200, sauf à son extrémité nord-est (cours supérieur du Niéri-Ko). Dans le second, il *dépasse déjà 200 le long des basses vallées du Bafing et du Bakoy,* les deux branches supérieures du Sénégal, et *atteint 300 aux postes de Boutilimit et Moudjéria,* qui jalonnent approximativement

1. Ainsi les jours de brouillard et de rosée sans pluie sont comptés pour une demi-journée sèche seulement. Les jours où l'humidité relative moyenne est inférieure à 40 % sont comptés comme jours secs ; lorsqu'elle est supérieure, on en déduit une fraction, allant de 0,1 à 0,4 pour une humidité de 90-100 %.

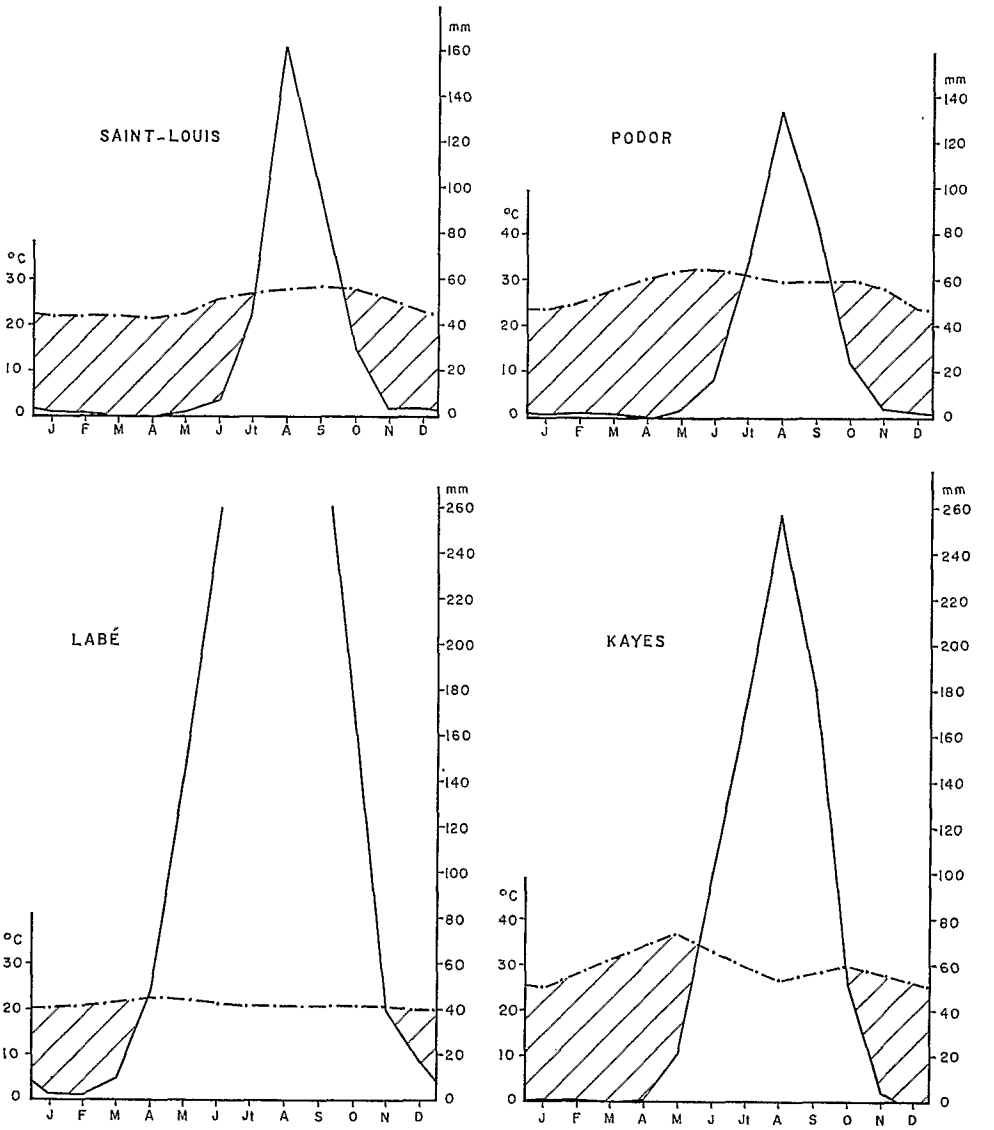


FIG. 18. — Diagrammes ombrothermiques des stations de Kayes, Labé, Podor, Saint-Louis.

la limite septentrionale du bassin-versant. Mais grâce au maintien d'une certaine humidité et aux températures moins élevées en saison sèche, *la progression de la sécheresse est très faible dans la vallée même*, malgré l'écourtement de la saison des pluies vers l'aval : ainsi on compte à Podor 230 jours secs, contre 225 à Kayes et à Matam. Leur nombre est plus élevé à Linguère (245), dont la position est plus méridionale ; il augmente rapidement au Nord de la basse vallée, dans l'ancien erg du Trarza et du Brakna. Par contre, la sécheresse s'atténue sensiblement dans les régions littorales, qui jouissent du climat cap-verdien ; aussi le nombre de jours biologiquement secs est-il moins élevé à Saint-Louis (205) qu'à Kayes !

L'indice xérothermique fait déjà apparaître des nuances multiples à l'intérieur des grandes divisions zonales du climat. Mais de nombreux facteurs locaux, telles la configuration et la composition du terrain, la densité et la nature du couvert végétal ou, au contraire, son absence, la proximité d'eaux courantes ou stagnantes, interviennent pour diversifier l'influence d'un même climat à la surface du sol dans un secteur donné.

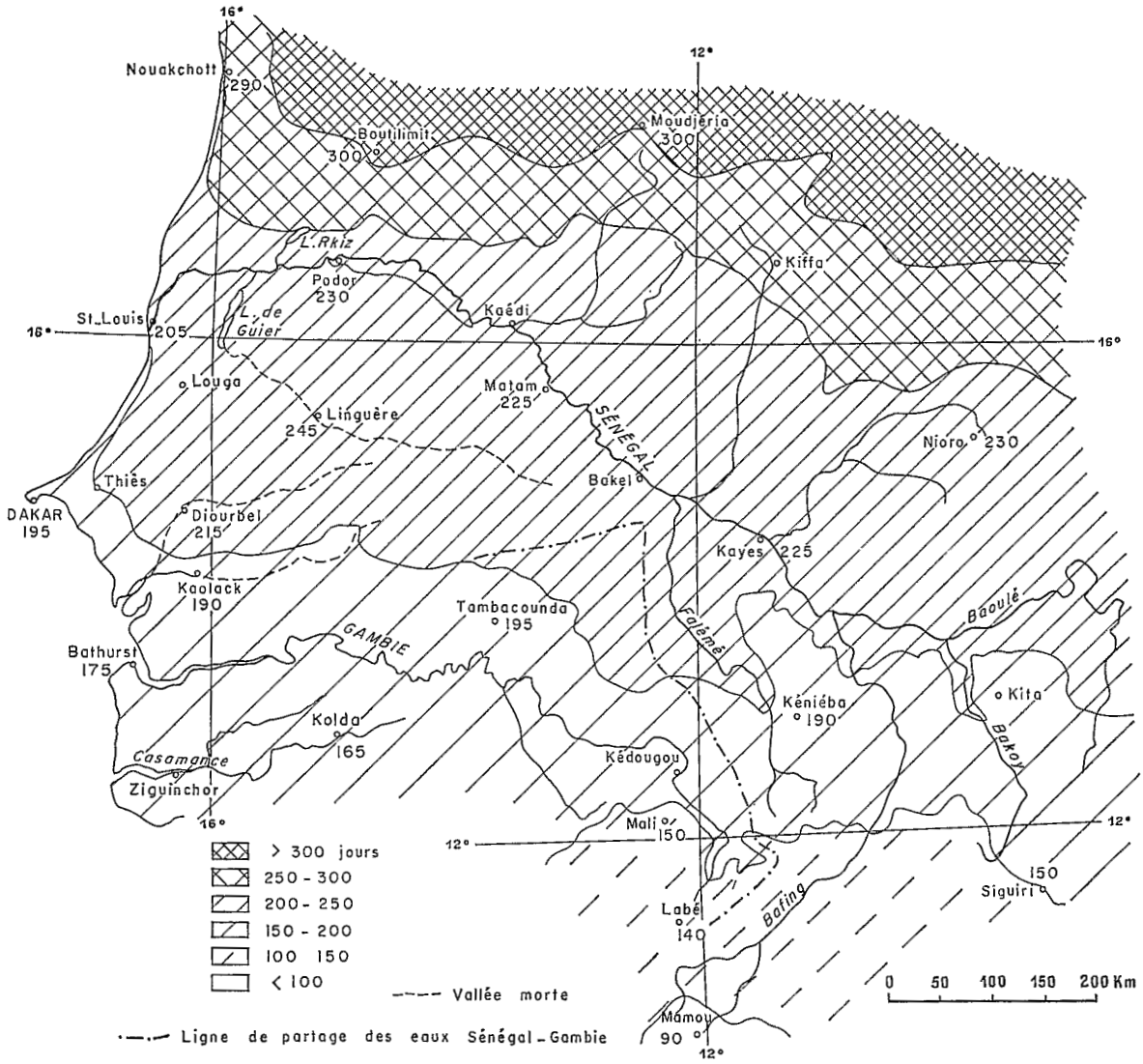


FIG. 19. — Indice xérothermique. Nombre de jours biologiquement secs au cours de la période sèche, d'après la carte bioclimatique d'EMBERGER, GAUSSEN et autres (1962).

6. L'IMPORTANCE DES MICROCLIMATS

Pour mieux connaître les incidences directes de certains facteurs climatiques sur la morphogenèse, *nous avons rassemblé des observations faites d'une manière ponctuelle et discontinue dans le temps*. Elles portent sur les températures au sol et à faible profondeur, sur l'humidité relative au sol, et concernent surtout le climat soudanien. Il est regrettable qu'aucune étude systématique de microclimats n'ait été entreprise jusqu'à ce jour. Cependant le Centre de recherches agronomiques (C.R.A.) de Bambey, au Sénégal occidental, a commencé les mesures de certains éléments comme l'évapotranspiration et l'intensité des pluies. D'autre part, H. MASSON a fait, il y a une vingtaine d'années déjà, des observations précises sur la rosée dans plusieurs stations.

a. Température et humidité au sol

Nous avons profité des études géologiques et géomorphologiques sur les « latérites » dans les environs de ***Tinkoto,*** *au Sénégal oriental,* pour établir un programme de mesures de la température et de l'humidité relative[1]. Tinkoto est le nom d'un campement d'orpailleurs[2], qui se trouve à une quarantaine de kilomètres au Nord de Kédougou, à vol d'oiseau (fig. 10). Les altitudes sont faibles : elles s'échelonnent entre 150 et 250 m. *Le climat est de type sud-soudanien* avec des précipitations de l'ordre de 1 150 mm et une saison sèche de 7 mois.

Les mesures ont été faites en saison sèche, à quatre stations représentant chacune un type de microclimat. On a relevé les *températures* et l'*humidité relative* à 7 h, 10 h, 13 h, 15 h et 18 h ; d'abord une fois par semaine au mois de mai 1963, puis une fois par mois, de janvier à mai 1964. *Les résultats sont représentés dans les figures 20 et 21.* Voici les caractéristiques des stations et les détails des points d'observations :

Station I — *pointement de granite*
températures : 1) au soleil, 2) dans une fissure, 3) à l'ombre.

Station II — *cuirasse dénudée* d'un glacis
températures : 1) en surface, 2) à 10 cm de profondeur, 3) à 40 cm de profondeur.

Station III — *sous-bois* d'une forêt claire sur gravillons ferrugineux
températures : 1) en surface, 2) à 10 cm de profondeur, 3) à 40 cm de profondeur.

Station IV — *petite forêt-galerie* au bord d'un marigot
températures : 1) à 1 m au-dessus de la rive, 3) à la surface de l'eau.

Le numéro 4 des figures correspond à la courbe de l'humidité relative, mesurée au niveau du sol ou du plan d'eau.

Ces graphiques donnent un aperçu de l'***ampleur des variations thermiques*** au cours d'une journée en différents endroits. Les types de temps interviennent dans une certaine mesure. Le 20 février l'échauffement était très fort toute la journée. A 13 h la température a dépassé 50 °C sur la cuirasse dénudée et a atteint 46 °C dans le sous-bois. C'était sûrement un jour de vent d'Est. Par contre, le 10 janvier le ciel était nuageux le matin. A 13 h la température est restée à 36-37 °C ; mais comme le ciel s'est dégagé l'après-midi, elle a augmenté très vite sur le pointement de granite au soleil, plus lentement sur la cuirasse.

En examinant chacune des stations, on remarque, certains jours, des différences d'échauffement appréciables en un même lieu. *Sur le pointement de granite* (station I), la température est généralement plus élevée de 3 à 5 °C côté soleil que côté ombre. *Le 2 mai la différence a atteint 11,5 °C à 15 h ;* la température est alors montée à 53 °C sur la paroi au soleil. En fin d'après-midi elle baisse à la surface mais se maintient dans la fissure du pointement rocheux.

A la station II, l'échauffement est toujours plus ou moins fort *à la surface de la cuirasse ferrugineuse* couvrant le glacis. Ainsi *le 2 mai on y a mesuré 48 °C dès 10 h, puis 50 °C à 13 h et 15 h.* Le niveau superficiel de cette formation indurée sombre, constamment frappée par les rayons presque perpendiculaires du soleil, emmagasine donc une grande quantité de chaleur ; mais celle-ci se propage très peu en profondeur. A 10 cm de la surface, la température est toujours inférieure de plusieurs degrés ; le 2 mai les écarts étaient de 14 °C à 10 h, puis de 10 °C à 13 h et 15 h. De 10 à 40 cm de profondeur, la température ne diminue que très légèrement ; quelquefois elle reste stationnaire ou augmente même de 1 à 2 °C. Les fluctuations quotidiennes y sont aussi nettement plus faibles qu'à la surface.

1. Elles ont été faites obligeamment par S. Pribile, géologue du B.R.G.M., qui est décédé en mai 1966, à l'âge de 29 ans. Nous tenons à saluer ici sa mémoire.
2. Il ne figure pas sur la carte au 1/200 000, Kédougou ; voici ses coordonnées : long. 12°7'30'' W, lat. 12°54' N.

Dans le sous-bois de la forêt claire (station III) *les températures au sol sont en moyenne inférieures de 3 à 4 °C à celles mesurées sur la cuirasse;* le 2 mai la différence a atteint 15 °C à 10 h. D'autre part, l'échauffement diurne en surface n'est guère plus grand que celui observé à faible profondeur ; l'écart maximal a été de 5 °C le 20 février à 13 h.

La petite *forêt-galerie* au bord du marigot connaît un microclimat très particulier. *Les températures au niveau de l'eau n'ont jamais dépassé 38,5 °C.* A 1 m de hauteur elles sont généralement un peu plus élevées. Mais la plus forte température n'a été que de 42 °C, le 20 février à 13 h ; même pendant les chaudes journées de mai elle est toujours restée inférieure à 40 °C. Les variations au cours de la journée sont généralement plus faibles que celles mesurées aux autres stations.

D'une manière générale *les amplitudes diurnes atteignent les valeurs les plus élevées en février,* lorsque l'air chaud de l'harmattan dessèche la terre pendant le jour alors que les nuits restent encore fraîches. Elles dépassent alors 20 °C entre 6 h et 18 h à la surface du sol ou sur les affleurements rocheux. L'amplitude sur la cuirasse était de 34 °C le 20 février ; en fait, elle devait être plus forte encore, puisque ce chiffre ne tient que partiellement compte de l'abaissement de la température par rayonnement nocturne, très intense sur les cuirasses dénudées.

L'***humidité relative*** est toujours élevée en début de matinée, tout au long de la saison sèche : elle dépasse généralement 80 % à 8 h ; ce n'est qu'au mois de mai qu'on a mesuré certains jours 50 %, notamment sur le glacis cuirassé. Mais au cours de la journée l'humidité relative est généralement descendue à 20-25 % dans les trois premières stations. *Les minima ont été notés le 2 mai, à 13 h, avec 12 % sur la cuirasse et 13 % sur le pointement rocheux.* Par contre, dans la petite forêt-galerie au bord du marigot l'abaissement de l'humidité pendant les heures chaudes est nettement moins marqué ; le plus souvent elle reste supérieure à 40 %. Le matin à 8 h l'hygromètre indiquait fréquemment 98 %.

Ces divers microclimats et les facteurs édaphiques déterminent ainsi, à l'échelle locale, la répartition des différents types de peuplements végétaux. Mais ceux-ci, à leur tour, peuvent influencer les microclimats. Ainsi la température monte beaucoup plus et l'humidité s'abaisse davantage pendant la journée dans le sous-bois d'une forêt claire que dans une forêt-galerie, plus dense, protégeant mieux le sol contre les fortes insolations.

Des mesures de température et d'humidité ont été faites précédemment par P. Dekeyser et A. Villiers (1956) dans plusieurs stations du parc du Niokolo-Koba, mais uniquement au cours du mois de février. Le climat est aussi de type soudanien et présente les mêmes caractères qu'à Tinkoto. Les auteurs résument leurs observations ainsi (p. 21) : « la température au sol atteint les maxima de 43,5 °C sur le *bowal,* 46 °C dans la brousse arborée, 35 °C dans la bambusaie et 41,5 °C dans l'herbe sèche, tandis qu'ils ne dépassent pas 30 °C dans la galerie forestière... Les minima au sol s'observent à 6 heures dans tous les milieux. Les écarts sont assez considérables, de 29 à 32 °C dans les milieux clairs, de 19 à 25 °C dans les milieux légèrement couverts (Bambous et herbes sèches), de 13,5 °C seulement dans la galerie forestière très boisée ». Ces chiffres sont comparables à ceux obtenus à Tinkoto pendant les mois de janvier à mars.

Lors d'une tournée dans le Fouta Djalon J. d'Hoore (1954, p. 70) a mesuré des *températures au cours de la journée du 12 avril 1951* sur le bowal de Tjangel Bori, situé sur la route de Labé à Koundara, à environ 650 m d'altitude. Cette région connaît donc un climat guinéen de nuance montagnarde. Ce jour-là, la température est montée de 22,2 à 36 °C entre 8 h et 14 h à l'air libre, mais elle est passée en même temps *de 26,8 à 53,5 °C sur la cuirasse dénudée* et de 24,7 à 50,4 °C sur la cuirasse couverte d'un tapis herbacé (fig. 22) ; à 10 cm de profondeur, le thermomètre indiquait à 14 h pour le bowal respectivement 36,8 et 40,1 °C. A la même heure la température n'était que de 26,9 °C dans le bosquet d'arbres au niveau du sol.

Ces observations confirment l'importance de l'insolation à la surface des formations cuirassées et la brusque diminution de l'échauffement à faible profondeur ; l'amplitude diurne demeure forte en cette saison grâce à l'altitude. Le boisement dense constitue un écran protec-

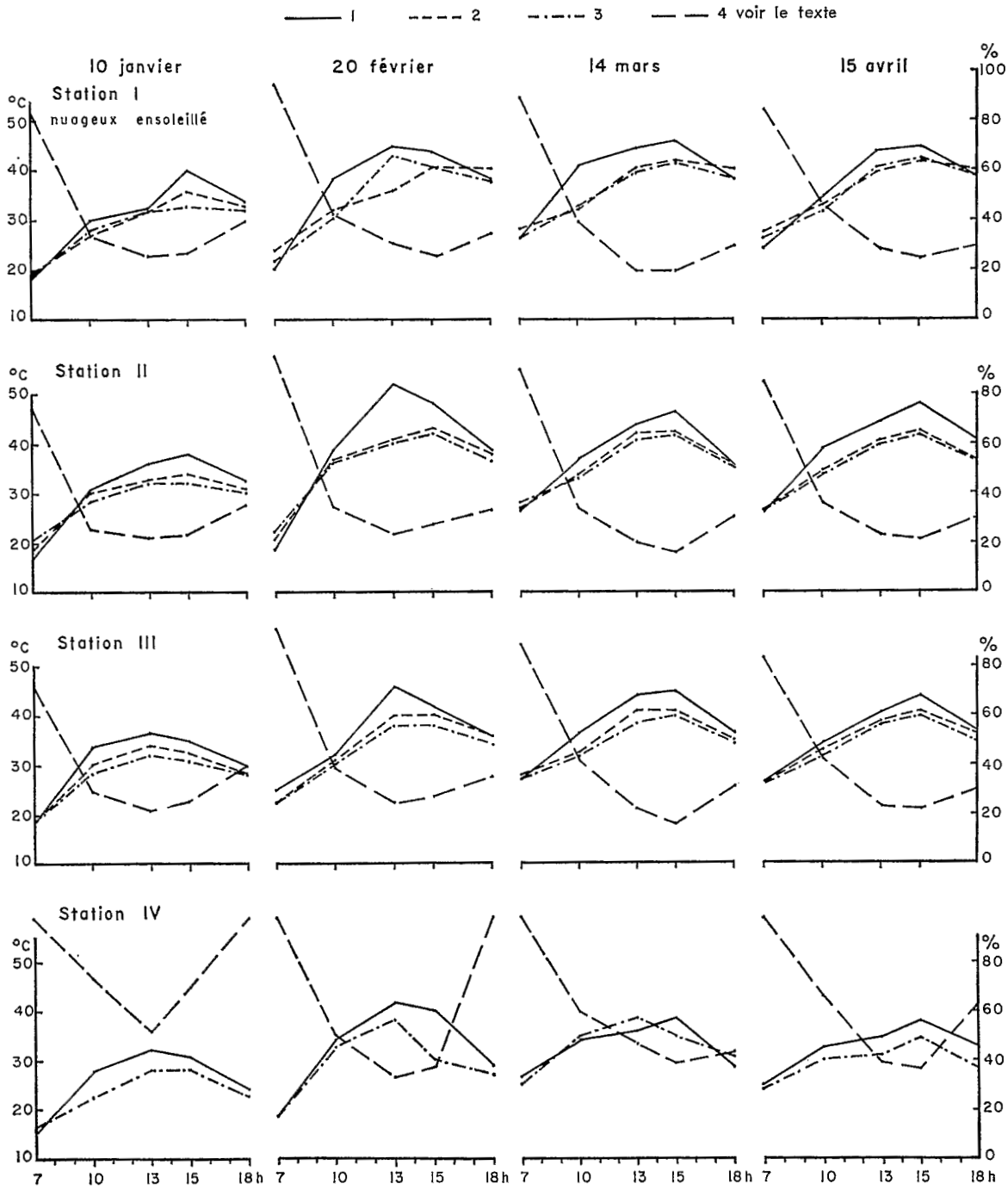


FIG. 20. — Observations de microclimatologie à Tinkoto (Sénégal oriental). Relevés des températures (en °C) et de l'humidité relative (en %) de janvier à avril 1964.

teur efficace qui réduit considérablement les fluctuations de température. Ces microclimats sont bien perceptibles lorsqu'on parcourt la « brousse » en saison chaude, notamment à la tombée de la nuit. En traversant les bowé arides, des bouffées d'air chaud vous accablent ; en vous approchant des bas-fonds boisés une fraîcheur agréable vous accueille et une humidité revivifiante vous entoure bientôt.

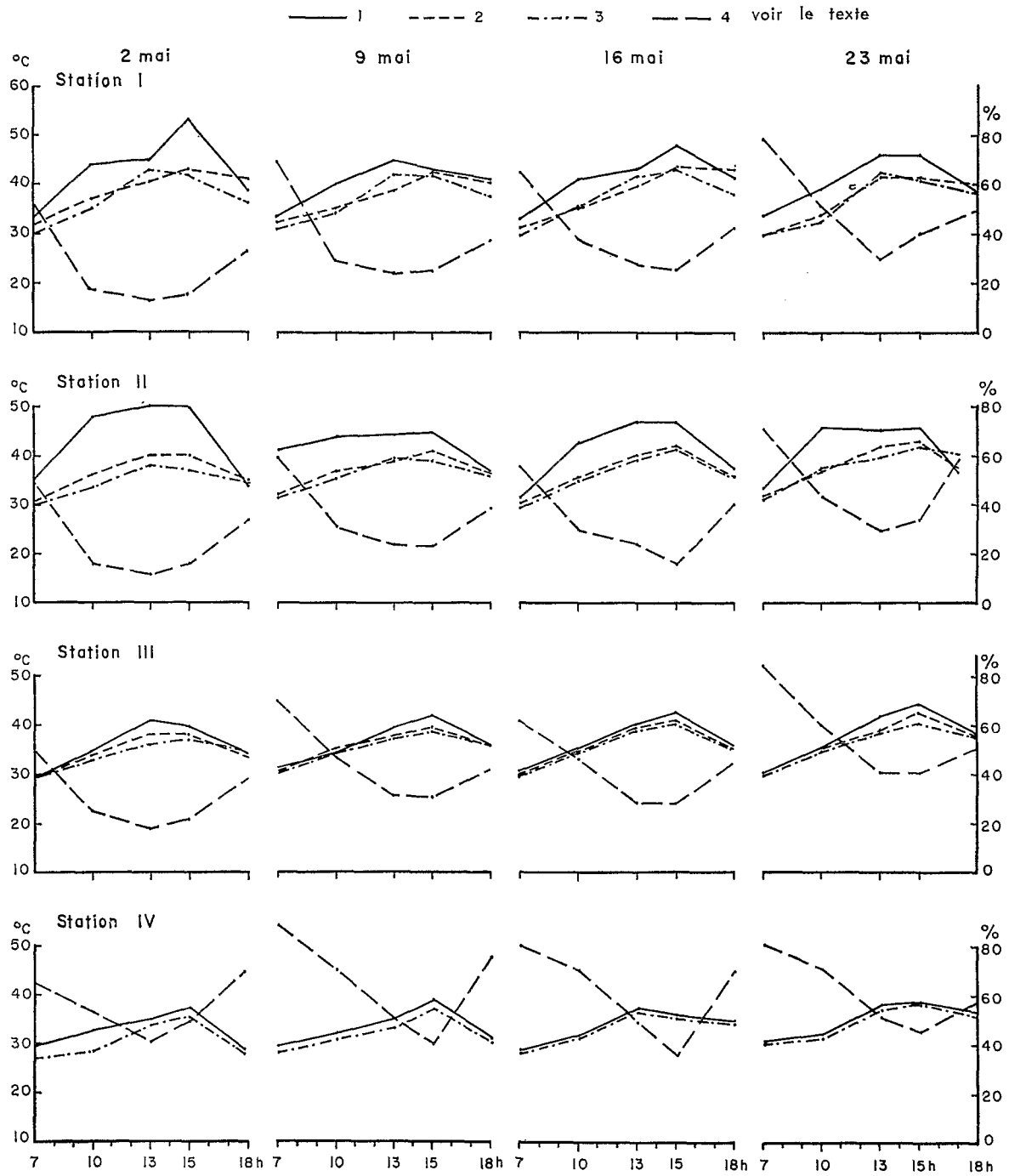


FIG. 21. — Observations de microclimatologie à Tinkoto (Sénégal oriental). Relevés des températures (en °C) et de l'humidité relative (en %) en mai 1963.

L'homme a modifié partiellement les microclimats par des défrichements. *Sur les terres cultivées, qui restent à nu pendant toute la saison sèche, l'échauffement peut être considérable.* D'après P. BONFILS et J. FAURE (1955) on a mesuré en surface sur des sols de la station du C.R.A. de Bambey au mois de mai 1955, entre 13 h et 15 h, des températures de 56 °C sur

terrains sableux et même de 62 °C sur terrains plus argileux[1]. Il serait très utile pour les études agronomiques de multiplier ces mesures dans des positions diverses.

Mais l'homme intervient aussi de façon directe sur les températures au sol sous végétation naturelle en allumant des ***feux de brousse***[2]. Ces incendies périodiques dégagent une très forte chaleur. H. Masson (1949) *a mesuré au cours d'expériences faites fin février des températures de 700 °C et même de 850 °C pendant quelques minutes.* Ensuite A. Pitot et H. Masson (1951) ont perfectionné le dispositif de mesures et effectué de nouvelles expériences sur la rive est du lac Tanma (Sénégal occidental), à la mi-mai, c'est-à-dire en fin de saison sèche. Lors d'un de ces feux de brousse, la température à 0,50 m du sol a atteint 560 °C. Au sol même, elle est montée à 180 °C pour diminuer ensuite très lentement ; on y a enregistré une température supérieure à 50 °C pendant 2 h 45 min. Au cours d'un autre feu, la température à 3 cm du sol s'est élevée à 350 °C et elle y est restée supérieure à 50 °C pendant 4 h 30 min.

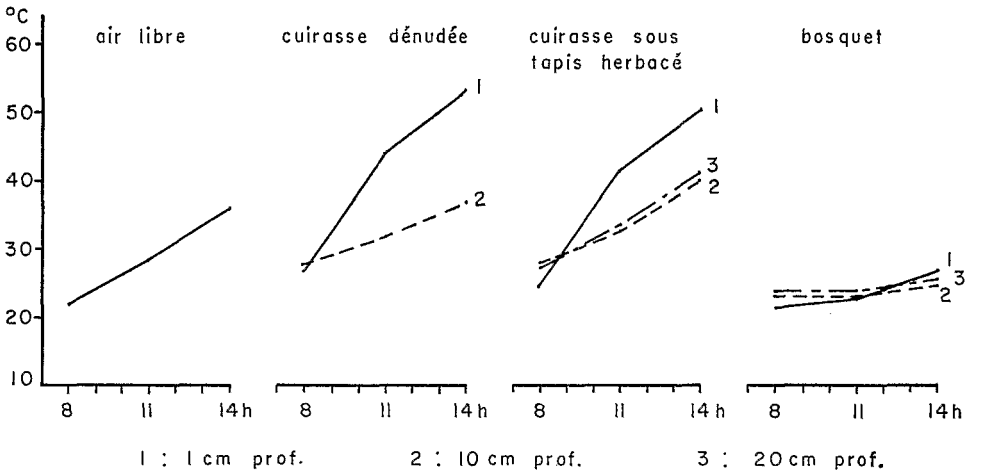


Fig. 22. — Variations de température le 12 avril 1951 sur le bowal de Tjangel Bori (Fouta Djalon), d'après J. d'Hoore (1954).

Pour mieux connaître les incidences de ces feux sur l'échauffement au sol, il faudrait multiplier les expériences. La propagation de l'incendie et la chaleur dégagée dépendent certainement de la nature et de la composition du peuplement végétal. A. Pitot et H. Masson ont constaté que « pour un peuplement homogène ne comportant qu'une seule espèce végétale entrent essentiellement en ligne de compte la densité et la hauteur de l'herbe ». Beaucoup d'autres facteurs influent sur la combustion et l'élévation de température : la saison, l'heure au cours de la journée, la vitesse du vent, la qualité de l'herbe considérée en tant que combustible, son état de dessiccation, etc. Les feux de brousse modifient aussi dans une certaine mesure les microclimats, car la terre brûlée, noircie par le feu et couverte de cendres, s'échauffe beaucoup plus facilement.

Ces *fortes variations de température*, grandement amplifiées lors du passage de feux de brousse, jouent un grand rôle dans la morphogenèse. Elles *interviennent dans la fragmentation, parfois intense, des corniches et des pointements rocheux ou des éboulis*[3], *et aussi dans la désagrégation des cuirasses, se couvrant de pierrailles*[4]. Or ces cuirasses présentent une grande extension dans les deux bassins-versants.

1. Ces chiffres paraissent élevés, surtout si on les compare à ceux observés sur des cuirasses dénudées ou des affleurements rocheux.
2. Cf. paragr. C.
3. Cf. 2e partie, chap. I A.
4. Cf. 2e partie, chap. II C.

b. Autres éléments mesurés

Nous avons vu[1] que les condensations occultes sont fréquentes dans les régions littorales et sur les reliefs du Fouta Djalon. H. MASSON (1948) a procédé à des mesures de la ***rosée***[2] pendant les mois de janvier à mai des années 1944, 1945 et 1946 *à Dakar et à Bambey.*

Les chiffres les plus élevés ont été enregistrés en avril. La rosée fut particulièrement abondante au mois d'avril 1946 (fig. 23). Le total mensuel et la moyenne journalière traduisent son importance :

Dakar : total 6 682,3 cg par dm² ; moyenne journ. 222,7
Bambey : — 1 930,2 cg par dm² ; moyenne journ. 64,3

Le maximum quotidien était de 425 cg/dm² à Dakar, de 125 cg/dm² à Bambey.

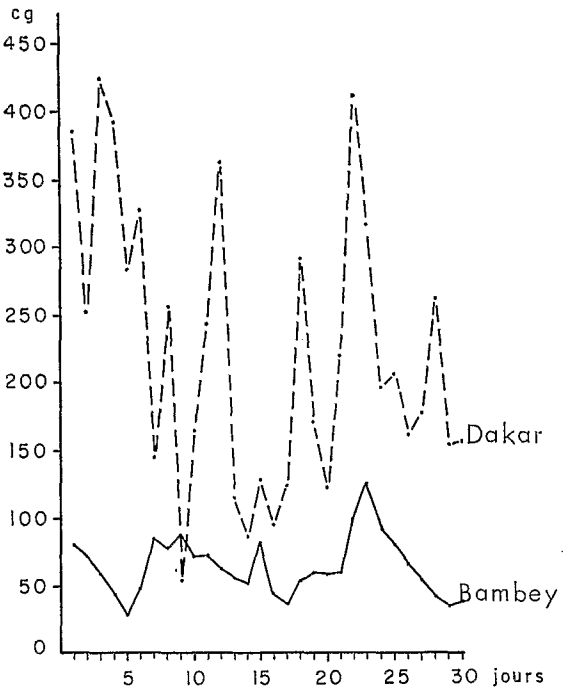


FIG. 23. — Rosée en cg par dm² à Dakar et Bambey, mois d'avril 1946, d'après H. MASSON (1948).

Les quantités de rosée enregistrées étaient influencées par l'humidité de l'atmosphère et par les différences de températures diurne et nocturne de l'air ambiant. Les analyses ont montré que le premier de ces facteurs était déterminant. En outre, un vent très faible de 1 m/s serait le plus favorable à la production de la rosée.

Le facteur édaphique joue un grand rôle : des récepteurs identiques déposés sur des terrains différents ne reçoivent pas la même quantité de rosée. Un terrain humide est toujours favorable à sa formation.

Les mesures de H. MASSON montrent que la quantité de rosée condensée par un récepteur varie aussi avec sa distance au sol. *La rosée est plus abondante au niveau du sol qu'à une hauteur de 1 mètre.* Des observations faites dans un terrain sablonneux ont permis de voir

1. Cf. paragr. 4 b.
2. En utilisant la méthode gravimétrique de Leick qui recueille l'eau condensée sur des plaques d'un décimètre carré de surface.

que cette eau ne s'infiltre dans le sol que jusqu'à une profondeur de 1,5 cm. Elle ne peut donc guère servir à l'alimentation des plantes par les racines. Mais ces fines gouttelettes d'eau peuvent pénétrer à l'intérieur des tissus par l'intermédiaire des feuilles.

Des observations sur les dunes littorales suggèrent que les rosées abondantes favorisent leur première fixation par des plantes rampantes, tel *Sporobolus spicatus*. En outre, l'humectation du sable superficiel par la rosée empêche la déflation éolienne en début de journée. J. TRICART (1961 a) a remarqué de fortes condensations sur les acacias au cours de tournées faites en janvier-février dans le Delta du Sénégal. Ces rosées engendrent souvent aussi la précipitation de limon salé dans la région littorale du Delta.

Bien que moins fréquentes et moins abondantes dans les régions intérieures, les rosées jouent sûrement un rôle dans le mécanisme de fragmentation des roches ou des cuirasses et dans celui de la formation des patines[1].

La forte insolation au cours de la journée engendre la ***transpiration des plantes***, pompant l'eau du sol. La mesure de cet élément est très complexe, en raison de la multiplicité des espèces végétales et des différences considérables qui affectent leur physiologie. L'écologiste C. KILLIAN (1951) a fait des observations précises dans le massif de Mali, au Fouta Djalon, sur de nombreuses plantes de diverses formations végétales, allant de la savane arbustive à la galerie forestière. Son étude contient plusieurs séries de courbes journalières de la transpiration et du déficit de saturation des feuilles adultes et jeunes ; elles sont chaque fois accompagnées des diagrammes de températures et de l'état hygrométrique de l'air à 1,50 m du sol.

Plus récemment les agronomes du C.R.A. de Bambey se sont intéressés à cette question pour fixer les exigences en eau des plantes cultivées. Il est, en effet, possible de mieux cerner le bilan hydrique en calculant la perte en eau maximale que peut subir, sous un climat bien défini, un sol régulièrement irrigué et entièrement couvert d'une végétation basse (prairie). Cette perte maximale, appelée *évapotranspiration potentielle* (ETP) est évidemment supérieure à l'évaporation réelle (ETR). Des dispositifs de bacs ou cuves de végétation, arrosés en permanence et cultivés en *Cynodon dactylon*, ont été établis en octobre 1965 à la station de Bambey et dans ses annexes de Richard-Toll et Séfa, située en Moyenne-Casamance. Les moyennes mensuelles de l'année 1966 (I.R.A.T., s.d.), exprimées en mm, sont les suivantes :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Richard-Toll	136	134	146	192	201	195	198	180	90	133	153	165	1923
Bambey	146	171	201	192	201	189	189	146	108	127	138	115	1917
Séfa	136	154	195	201	217	132	143	127	108	146	126	134	1819

Les valeurs ETP de juillet et août sont élevées à Bambey et Richard-Toll puisqu'en 1966 il n'a presque pas plu pendant ces deux mois. Par contre pour Séfa, où les pluies étaient plus abondantes, les valeurs paraissent plus normales. Il faudra attendre quelques années pour pouvoir établir des moyennes d'une portée plus générale. Mais ces chiffres montrent d'ores et déjà l'importance de ce facteur dans le calcul du bilan hydrique du sol.

Des études sur cases lysimétriques ont été faites à la station de Bambey par P. BONFILS, C. CHARREAU et M. MARA (1963) pour mieux connaître le ***bilan de l'eau***. Voici leurs principales conclusions : « sous une pluviosité moyenne annuelle de 678 mm, répartie sur quarante-quatre jours au long de cinq mois, le rapport drainage-pluviométrie oscille entre 17 et 23 % ; le drainage a toujours été localisé entre le 1er août et la mi-octobre, pouvant varier en durée de un mois à deux mois ; ... l'évapotranspiration annuelle a varié de 61 % des pluies tombées en année excédentaire à 100 % des pluies tombées en année déficitaire ; les deux tiers des pluies sont évaporées par le sol et par la plante, avant et pendant le drainage, l'autre tiers sert soit à combler le déficit hydrique, soit à alimenter le drainage ; enfin, de la fin du drainage jusqu'aux

1. Cf. 2e partie, chap. I, B 4.

premières pluies, la plante et le sol évaporent aux dépens des réserves hydriques du sol, créant un déficit ».

Mais les pluies ne sont pas homogènes. Le nombre de gouttes et leur diamètre varient d'une pluie à l'autre et aussi au cours d'une même précipitation en un endroit donné.

L'action d'une pluie sur le sol *dépend surtout de la grosseur des gouttes.* C. BARAT (1957) a mesuré leur diamètre dans diverses régions de la zone intertropicale et résumé ses observations dans le tableau suivant :

Diamètre des gouttes	Effets au sol
1/100 à 1/10 mm	Les gouttelettes se posent sans déformation sur le sol. Elles sont absorbées immédiatement.
1/10 à 2,5 mm	Les gouttes se déforment et s'étalent. En petit nombre : infiltration. En grand nombre : infiltration retardée. Pas ou peu de ruissellement.
3 mm et plus	Les gouttes éclatent. Il y a érosion (déformation du sol) et ruissellement.

Chaque goutte possède une force vive, qui est fonction de sa masse et de sa vitesse de chute. Cette force se transforme en énergie cinétique à l'arrivée de la goutte au sol. W. WISCHMEIER (1958) a établi une corrélation étroite entre l'énergie cinétique et l'intensité d'une pluie, en travaillant sur des pluies d'intensités homogènes ; cette énergie globale unitaire s'exprime en kgm/m². Ensuite W. WISCHMEIER et D. SMITH (1960) ont trouvé d'excellentes *corrélations entre l'érosion du sol et un « index-pluie »*, qui se calcule ainsi : produit de l'énergie cinétique multiplié par l'intensité maximale pendant 30 minutes, puis par heure (IP = Ec × I max. 30′ × 2) ; cet indice est exprimé en tonnes par hectare.

Depuis 1966, le C.R.A. de Bambey mesure sur certaines parcelles expérimentales des stations de Bambey et de Séfa les intensités de pluies et calcule l'énergie globale et l'index-pluie. Ce sont des données extrêmement utiles pour connaître l'importance de l'érosion et du ruissellement à la surface du sol. Voici à titre d'exemple, les valeurs de deux postes de la station de Séfa pour les précipitations de juillet 1966 (I.R.A.T., s.d.) :

Tableau 9. — OBSERVATIONS A SÉFA (Moyenne-Casamance), juillet 1966.

Dates	Soukoutoto				Parcelle 63			
	Pluie mm	Énergie globale kgm/m²	Intensité maximale mm/h pend. 30′	Index-pluie T/ha	Pluie mm	Énergie globale kgm/m²	Intensité maximale mm/h pend. 30′	Index-pluie T/ha
5 juillet	7,5	16,6	11,0	6,5	9,2	22,6	14,0	11,3
7 —	1,5	2,3	3,0	0,3	2,4	3,6	—	0,5
12 —	30,7	83,1	40,0	118,8	16,1	39,8	23,4	33,8
13 —	—	—	—	—	2,2	5,5	1,0	0,8
16 —	4,2	8,2	—	2,5	2,5	4,9	5,0	0,8
19 —	15,1	46,4	30,0	49,8	32,0	98,2	64,0	224,5
22 —	3,4	5,6	5,0	1,0	2,6	4,6	4,0	0,8
26 —	*106,9*	*301,6*	*102,0*	*1 098,5*	*94,3*	*261,9*	*90,0*	*841,8*
27 —	4,1	8,6	7,0	2,0	11,9	28,1	21,6	21,8
29 —	5,1	9,1	5,0	1,8	4,2	7,4	6,0	1,5

Ce tableau montre que le 26 juillet on a enregistré une très grosse pluie, de 106,9 mm au premier poste, de 94,3 mm au second. Elle a atteint des intensités de 102 et 90 mm/h. Son énergie globale était de 301,6 et 261,9 kgm/m². On obtient ainsi des index-pluie de 1 098,5 et 841,8 t/ha.

Seule une petite partie de l'eau tombée au cours d'une telle pluie peut s'infiltrer. En effet, si à une grande énergie cinétique correspond une forte intensité de la pluie, celle-ci entraîne un *ruissellement en surface*, d'autant plus fort que la végétation est plus clairsemée et la pente du terrain plus accentuée[1].

L'étude détaillée des pluies dans un grand nombre d'endroits sous les divers climats revêt donc une importance primordiale pour l'hydrologue, l'hydrogéologue et le géomorphologue, aussi bien que pour le pédologue et l'agronome ; aussi souhaitons-nous vivement que dans les prochaines années de nouvelles stations soient installées et équipées de pluviographes. Une meilleure connaissance des types de pluie permettrait de prévoir la nature et l'importance de l'écoulement en fonction du milieu.

B. LES EAUX SUPERFICIELLES ET SOUTERRAINES

La densité du chevelu hydrographique dans les deux bassins fluviaux est fonction à la fois des pluies, du soubassement rocheux et de l'allure du modelé. *Le réseau est généralement dense et très hiérarchisé dans les hauts bassins, bien arrosés, au relief vigoureux, où affleurent les terrains du socle birrimien et de sa couverture paléozoïque, plus ou moins imperméables,* mis à part les grès quartzites fortement diaclasés. Cependant la densité du réseau hydrographique décroît au fur et à mesure que l'on avance vers le Nord à cause de la diminution de la pluviosité et de l'abaissement du relief.

Le chevelu est, par contre, beaucoup plus lâche sur les formations gréseuses du Continental terminal que traversent les deux fleuves dans leur cours inférieur ; celles-ci sont perméables « en petit ». Leur modelé, très plat, ne dépasse pas 100 m. Dans le Sud, les principaux marigots rejoignent la basse Gambie ou la Casamance. Au-delà du 14e parallèle s'étirent *les vallées mortes du Saloum, du Sine et du Ferlo* (pl. I), qui témoignent d'un écoulement superficiel plus fourni à une époque peut-être récente. De petits oueds débouchent dans ces sillons ou se perdent dans des bas-fonds ; en bordure de la vallée du Sénégal, quelques-uns d'entre eux ont réussi à rejoindre le lit majeur du fleuve. Mais, dans l'ensemble, ces vastes territoires peuvent être considérés comme endoréiques. Enfin les *anciens ergs* au sol très perméable, qui s'étendent de part et d'autre de la basse vallée du Sénégal, *sont pratiquement aréiques.*

Tous les cours d'eau des deux bassins-versants présentent un régime hydrologique tropical. J. Rodier (1964) a distingué à l'intérieur de cette grande catégorie, plusieurs types en fonction des hauteurs annuelles de pluies. Le *régime tropical pur,* caractérisé par une saison de hautes eaux de juillet à octobre et une saison de basses eaux de début décembre à mai-juin, se développe dans les régions qui reçoivent de 750 à 1 200 mm de pluies par an. Le *régime tropical de transition*[2] se forme lorsque les précipitations annuelles dépassent 1 200 mm : « il se distingue du régime tropical pur par une saison de hautes eaux nettement plus longue (au moins quatre mois) et une saison de basses eaux beaucoup moins sévère ». Le *régime sahélien* est circonscrit par les isohyètes 750 et 300 mm et se marque par des crues beaucoup plus brèves. Lorsque les précipitations annuelles sont inférieures à 300 mm, « les phénomènes d'écoulement ne se produisent que dans certaines régions privilégiées : c'est le *régime subdésertique* ».

1. Cf. 6e partie, chap. II, 2 a.
2. Sous-entendu : avec le régime équatorial.

1. LES COURS D'EAU

Les études hydrologiques ne sont pas encore très avancées en Afrique noire. Ainsi, « malgré l'importance du fleuve Gambie, il est surprenant de constater combien il est peu connu. Une seule station de jaugeage, celle du pont de Gouloumbo[1], a été tarée et relevée durant une quinzaine d'années ; il est malheureusement à craindre que les mesures en ce lieu ne soient sur le point d'être interrompues, faute de moyens financiers... A part des données sur la marée, et quelques mesures de niveaux maximums, aucune mesure précise n'est disponible en ce qui concerne l'hydrologie de l'estuaire » (F.A.O., 1964, p. 19). Les recherches sur ce fleuve n'ont guère progressé dans ce domaine au cours des dernières années[2].

Cependant l'hydrologie du *fleuve Sénégal* est assez bien connue, puisque son cours inférieur a servi longtemps de voie de pénétration vers l'intérieur du continent. *Des mesures de hauteurs d'eau sont faites régulièrement depuis le début de ce siècle dans plusieurs escales, notamment à Bakel et à Dagana.* Les résultats des observations et leur interprétation ont fait l'objet d'un certain nombre de rapports techniques et d'articles ; nous nous bornons à citer les principaux. HARDEL (1907) indiqua déjà les principaux traits du régime. A. MINOT (1934) établit une première synthèse des études. Celles-ci furent ensuite menées de façon systématique par les hydrauliciens de la Mission d'aménagement du Sénégal (M.A.S.). J. ALVAREZ (1954) calcula les fréquences des crues du fleuve ; A. VILLEMOT (1959) étudia en détail le déroulement de la crue de 1958. Ces documents permirent à F. BRIGAUD (1961) de présenter l'hydrographie du Sénégal. Au cours des dernières années, une équipe d'hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. contrôla toutes les mesures et les compléta par de nouvelles observations. Les résultats sont regroupés dans la belle « monographie hydrologique du fleuve Sénégal » (O.R.S.T.O.M., 1967-1968), dont nous avons pu tirer grand profit. Les études hydrologiques se poursuivent notamment dans le haut bassin, en fonction du projet de barrage-réservoir de Gouina.

Les régimes du Sénégal et de la Gambie sont très semblables. Ils appartiennent d'abord au type tropical de transition, puis passent au type tropical pur. A partir de Bakel, le Sénégal traverse les régions sahéliennes en fleuve allochtone[3]. Dans le bassin-versant du Sénégal, le régime de transition s'étend au 2/3 du bassin du Bafing et au 2/5 de celui de la Falémé, soit 15 % de l'ensemble. Le régime tropical pur couvre 45 % du bassin. Le régime sahélien s'applique à 40 %, mais les réseaux hydrographiques s'y dégradent progressivement et deviennent en partie endoréiques. Le régime de la Vallée, en aval de Bakel, reflète étroitement les conditions hydrologiques du haut bassin, puisque la presque totalité des apports du fleuve viennent de là. Il peut être qualifié de régime tropical assez pur, marqué surtout par une période de hautes eaux de juillet à octobre dans le secteur de Matam, d'août à novembre en aval de Kaédi.

Les crues des cours supérieurs des deux fleuves et de leurs principaux affluents se déplacent plus ou moins vite vers l'aval. Les pentes des différents talwegs jouent un grand rôle dans leur propagation ; les configurations des lits mineur et majeur interviennent en outre.

a. Les profils des grandes rivières

Comme la plupart des cours d'eau des régions tropicales, *sensu lato*, le Sénégal, la Gambie et leurs affluents présentent des *profils en long et en travers très irréguliers. Les biefs bien calibrés succèdent aux seuils constitués surtout de grès quartzites et de dolérites ;* les eaux franchissent les bancs les plus durs par des chutes. La largeur du lit varie considérablement

1. Il enjambe le fleuve au Sud de Tambacounda.
2. Il faut espérer qu'elles se développeront dans un proche avenir, puisque l'étude hydrologique de la Gambie est prévue dans le troisième plan quadriennal de la République du Sénégal, dont la mise en œuvre a commencé en juillet 1969.
3. Nous avons décrit la composition du réseau hydrographique des deux fleuves dans l'Introduction, paragr. A 1.

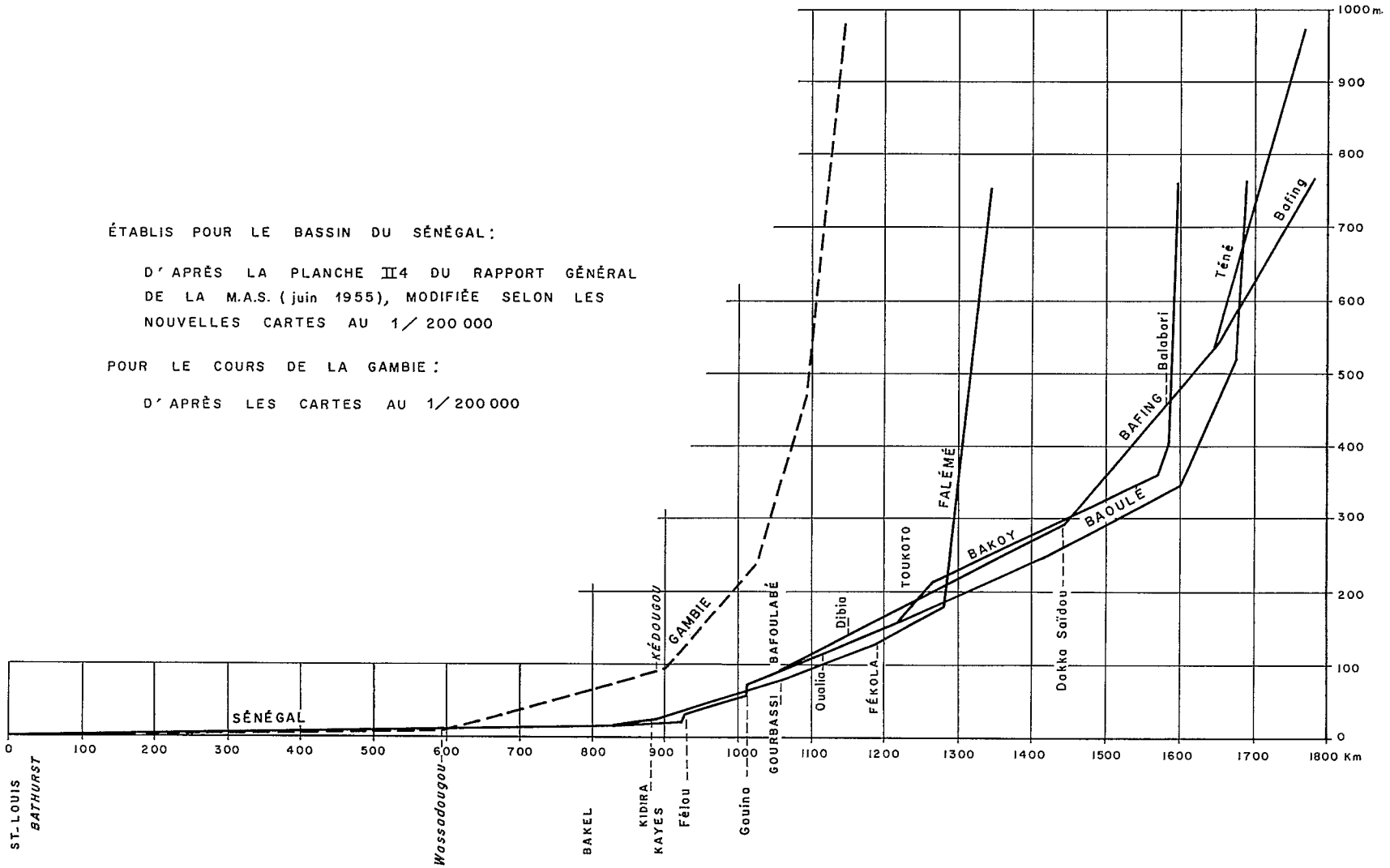


Fig. 24. — Profils en long schématiques du Sénégal, de ses branches supérieures et de la Gambie.

d'un endroit à l'autre : les rivières se divisent généralement en une série de bras sur les seuils, puis coulent dans un chenal unique le long des biefs. Par endroits, une diaclase canalise tout l'écoulement des basses eaux dans les grès quartzites : la largeur du lit se réduit alors à quelques mètres, mais sa profondeur pourrait être de l'ordre de 15 à 20 m[1]. Dans l'ensemble, les pentes des principales rivières sont élevées dans leur cours supérieur, mais diminuent très rapidement vers l'aval (fig. 24). Examinons d'abord les profils des branches supérieures du Sénégal.

De sa source jusqu'à Dakka-Saïdou, le *Bafing* a une pente moyenne de 1,31 % ; mais celle de son principal affluent, la Téné, est nettement plus forte (3,73 °/₀₀). De Dakka-Saïdou à Bafoulabé, la pente moyenne s'abaisse à 0,59 °/₀₀. Elle n'est plus torrentielle, bien qu'il existe encore quelques rapides en amont de Dibia. Le *Bakoy* connaît une dénivelée de 672 m pour une longueur totale de 561 km. Sa pente moyenne de 1,19 °/₀₀ est légèrement supérieure à celle du Bafing. D'abord forte (2,60 °/₀₀), elle décroît rapidement, pour augmenter à nouveau dans la région de Toukoto où la rivière franchit plusieurs seuils[2]. Ensuite la pente s'établit à 0,55 °/₀₀ jusqu'à la confluence avec le Bafing. Le *Baoulé* présente d'abord une pente équivalente à celle du Bakoy, ensuite elle diminue plus rapidement jusqu'à 0,30 °/₀₀. Le lit du Bakoy est beaucoup plus étroit que celui du Bafing, dans leur cours moyen et inférieur ; il ne mesure que 50 à 200 m de large, contre 150 à 400 m pour le Bafing ; par endroits il se rétrécit encore plus.

La pente moyenne du *Sénégal, de Bafoulabé à Bakel*, se chiffre à 0,30 °/₀₀. Mais jusqu'à Kayes le fleuve franchit des bancs de grès infracambriens par des rapides (seuil de Talari) et des chutes : à celles de Gouina il descend de 62 à 47 m, puis au Félou il passe de 39 à 23,5 m (fig. 24). *A Kayes, situé à environ 900 km de l'embouchure, l'altitude du plan d'eau à l'étiage n'est plus que de 20 m !* La pente du profil en long devient ensuite très faible, se réduisant à 0,07 °/₀₀ jusqu'à Bakel.

La *Falémé*, qui rejoint le Sénégal avant Bakel, possède une pente extrêmement forte dans son cours supérieur : la rivière *descend de 600 m sur une distance de 70 km, soit une pente de 8,57* °/₀₀ ! Puis la pente s'adoucit pour n'être plus que de 0,24 °/₀₀ jusqu'au confluent. Son lit, assez bien calibré, a une largeur de 100 à 300 m.

Les profils des petits affluents de droite du Sénégal présentent des pentes généralement faibles. Celles de la Kolinbiné et du Karakoro sont de 0,47 °/₀₀ et 0,37 °/₀₀. L'oued Gharfa et le Gorgol, qui dévalent des plateaux gréseux de l'Assaba et du Tagant, connaissent d'abord une pente assez forte de 4 à 5 °/₀₀ sur les cinquante premiers kilomètres. Ensuite, dans la traversée des bas-pays schisteux, leur pente oscille entre 0,25 °/₀₀ et 0,42 °/₀₀.

En aval de Bakel, le *Sénégal* coule dans une belle vallée alluviale, large de 10 à 25 km[3]. Le fleuve dessine d'innombrables méandres. Aux basses eaux apparaissent de nombreux seuils jusqu'à la hauteur de Bogué (fig. 25) ; plusieurs sont formés de pointements de grès quartzite ou de calcaire du Lutétien[4]. Certaines mouilles ont une profondeur de 5 à 10 m à l'étiage, mais on peut alors traverser le fleuve à gué en beaucoup d'endroits. A partir de Bogué le fond du lit descend sous le niveau de la mer et se situe généralement vers la cote – 5 m jusqu'à Saint-Louis. En moyennes eaux tous les seuils rocheux ou sableux sont noyés et les irrégularités du profil en long s'estompent.

La pente du fleuve entre Bakel et l'embouchure est excessivement faible (fig. 24). *Au moment des moyennes eaux, la pente du plan d'eau est de 0,03* °/₀₀ *de Bakel à Bogué, puis s'abaisse à 0,01* °/₀₀ *dans le secteur Podor–Richard-Toll et se réduit à 0,006* °/₀₀ *dans le Delta !* Par forte crue, la pente augmente légèrement entre Bakel et Matam, approchant 0,045 °/₀₀ (fig. 25) ; de Kaédi à Bogué elle reste voisine de 0,03 °/₀₀ et décroît ensuite très lentement jusque dans le Delta où elle n'est plus que de 0,01 °/₀₀.

La largeur du fleuve se modifie souvent tout au long du parcours de la Vallée. Entre Dembakané et Matam (pl. I) elle varie de 250 m à 750 m ; aux endroits les plus larges, de

1. Les hydrologues n'y ont pas fait de mesures jusqu'à présent.
2. P. Michel, 1962 b.
3. Cf. Introduction, A 2 b.
4. Chap. I, C 2 b.

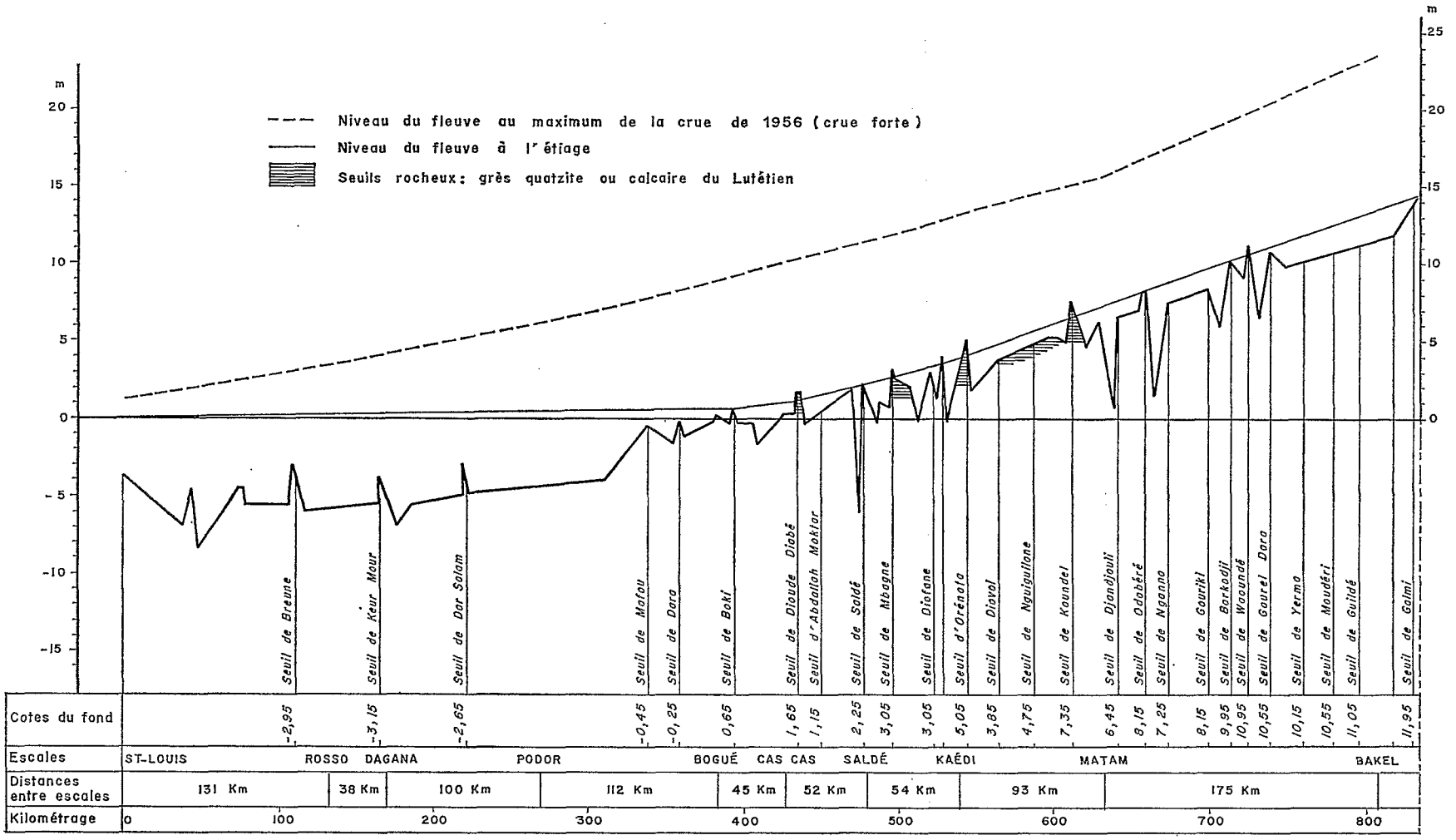


FIG. 25. — Profil en long du fleuve Sénégal de Bakel à Saint-Louis, établi par la Mission d'Aménagement du Sénégal (M.A.S.).

vastes bancs de sable colmatent le fond du lit. Entre Bogué et Podor sa largeur se réduit à 150-200 m. Elle augmente à nouveau vers l'aval pour atteindre par place 700 m dans la région de Dagana ainsi que dans le Delta. En aval de Kaédi, près de Saldé, le Sénégal se divise en deux bras. Le petit bras, appelé *Doué*, longe le bord sud de la Vallée ; il rejoint le cours principal quelques kilomètres en aval de Podor. Sa largeur est d'environ 100 m et reste constante. Le Delta est sillonné par plusieurs marigots, qui représentent souvent d'anciens bras deltaïques, comme l'a montré J. TRICART (1956 b, 1961 a) ; les principaux sont le Gorom et le Lampsar. Leur lit a généralement une centaine de mètres de large.

Le profil en long de la *Gambie* dans son cours supérieur et moyen ressemble beaucoup à celui de la Falémé (fig. 24). *Sa pente est d'abord très forte :* dans les cinquante premiers kilomètres le fleuve entaille profondément les plateaux latéritiques de Dongol Sigon-Tougué, passant de l'altitude 980 m à l'altitude 480 m, soit une pente de 11 °/₀₀ ! Puis sa pente s'abaisse à 3,61 °/₀₀ dans la traversée des contreforts septentrionaux du Fouta Djalon. Sur les formations du socle, aux environs de Kédougou, elle est de 1,20 °/₀₀. Ensuite la pente moyenne s'établit à 0,27 °/₀₀ lors du passage des séries du Paléozoïque plissé jusqu'à Wassadougou, où la Gambie coule dans les dépôts du Continental terminal. A cet endroit, qui se situe *à environ 580 km de l'embouchure, elle ne se trouve plus qu'à l'altitude de 8 m !* Dans la basse vallée, sa pente extrêmement faible est comparable à celle du Sénégal en aval de Bakel ; elle descend à 0,01 °/₀₀.

La *largeur du lit* de la Gambie varie de 100 m à 200 m dans la région de Kédougou. Elle augmente considérablement dans son cours inférieur : le lit mineur mesure 600 m près de Georgetown, 2 km à Tendaba, 8 km vers Faraba Banta et *atteint 13 km à l'embouchure,* juste en amont de Bathurst. Il devient ainsi un véritable bras de mer, affecté par la houle venant du large.

Les petits cours d'eau rejoignant la Gambie dans le Fouta Djalon possèdent une pente très forte, tout comme le fleuve. Les affluents, qui prennent naissance dans les contreforts de ce massif ou sur les petits reliefs du socle et sur le plateau du Continental, tels la Koulountou, la Diarha, le Niokolo-Koba et le Niéri-Ko, ont des pentes moyennes variant de 1 à 3 °/₀₀. Cependant celle du Tiokoye, issu des hauteurs dolémitiques de Bélessé, est nettement plus forte et se chiffre à 7,3 °/₀₀.

Ainsi se présentent les grandes artères du réseau hydrographique. Elles collectent les eaux ruisselées en début de saison des pluies, se gonflent progressivement et inondent les terrains de leur lit majeur.

b. Les crues

Sur les cours supérieurs des deux fleuves, le profil de la crue annuelle est très irrégulier, présentant une allure en « dents de scie » (fig. 26). Ainsi, en 1954, le ***Bafing*** a commencé à couler début avril, après les premières pluies. Les différentes pulsations correspondaient aux pluies successives. Ce n'est qu'à partir de fin mai que l'écoulement est devenu pérenne. Le niveau montait alors après chaque pluie importante, pour redescendre ensuite ; des « pics » de plus en plus marqués se succèdent donc. Le maximum fut atteint fin août, après une pluie exceptionnelle de 110 mm. On a alors mesuré une hauteur d'eau de 1,10 m à l'échelle située à 17 km de la source.

La Téné, qui rejoint le Bafing vers l'aval, semble avoir un débit plus important. Elle recueille la majeure partie des eaux tombées sur les hauteurs de Dalaba et possède une pente nettement plus forte que le Bafing (fig. 24). A. CHEVALIER (1909, p. 255) notait déjà l'importance du réseau : « Une très grande quantité de ruisseaux lui apportent leur tribut ; les uns roulent de l'eau en permanence, les autres sont des ravins desséchés une partie de l'année ou n'ayant de l'eau en permanence que dans la partie supérieure de leur cours. »

Ensuite *les flots de la crue s'écoulent rapidement vers l'aval.* D'après les études des hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. (1967-1968), la vitesse de propagation sur le Bafing inférieur est double de celle observée sur la basse Falémé, dont la pente est plus faible. Ainsi, malgré la différence

de longueur des deux cours d'eau (fig. 24), les temps de progression Bafing supérieur–Bakel et haute Falémé–Bakel sont du même ordre, soit en moyenne 5 à 6 jours. D'autre part, les séquences pluvieuses génératrices des maxima à Kayes et à Kidira, sur la basse Falémé, coïncident le plus souvent puisque les deux bassins sont contigus. *C'est donc la conjonction des crues du Bafing-Sénégal et de la Falémé qui forme généralement le maximum des hautes eaux du fleuve à Bakel.*

A partir de cette escale la propagation de la crue du **Sénégal** *se ralentit considérablement.* Deux facteurs interviennent : d'une part, la pente du profil en long devient très faible[2] ; d'autre part, les eaux inondent le lit majeur, large de 25 km en plusieurs endroits.

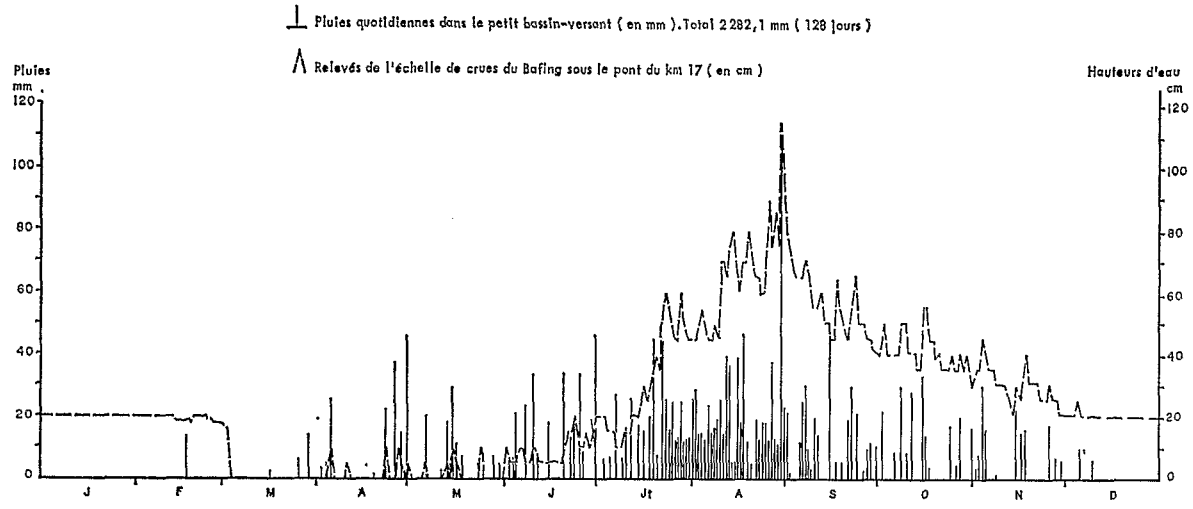


FIG. 26. — Les pluies et les hauteurs d'eau sur le Bafing supérieur en 1954 dans le secteur pilote de la source du Bafing.

Les premières ondes de la crue se trouvent absorbées par les mouilles que délimitent les seuils, entre Bakel et Matam. A partir de début juillet, le niveau du fleuve monte rapidement à Bakel (fig. 27). Il présente d'abord des fluctuations, puis la montée devient plus régulière. *Le maximum est généralement atteint début septembre à Bakel.* En 1956, on y a observé deux maxima, le second s'étant produit le 20 septembre (fig. 27) ; la crue était forte cette année-là (fréquence 25 %) : elle a dépassé la cote 23 m, de sorte que l'amplitude entre l'étiage et les deux pointes de crue a été supérieure à 10 m.

A partir de Matam la courbe de la crue se régularise et son amplitude diminue progressivement vers l'aval (fig. 27). Par suite de l'inondation du lit majeur, les crues subissent un laminage proportionnel à leur amplitude, qui ralentit considérablement leur vitesse de propagation. Les vitesses du courant dans le lit mineur sont de l'ordre de 1 à 1,20 m/s en début de crue, puis diminuent au fur et à mesure que le plan d'eau monte. C'est pourquoi ***la pointe de crue ne se déplace que très lentement :*** le maximum est généralement atteint dans la deuxième quinzaine de septembre à Matam, fin septembre à Kaédi, début octobre à Bogué, mi-octobre à Podor, dans la troisième décade du mois à Dagana et Richard-Toll (fig. 27) ; *ainsi elle n'arrive que début novembre à Saint-Louis.* Il lui faut en moyenne 37 jours pour accomplir le trajet Bakel–Dagana (tableau 10). Mais ce temps est très variable d'une crue à l'autre : il s'échelonne de 8 à 59 jours !

L'ampleur de la crue varie, en effet, d'une année à l'autre en fonction de l'importance des pluies tombées sur le haut bassin et de leur répartition au cours des mois d'été. Un des premiers

1. Cf. paragr. a.

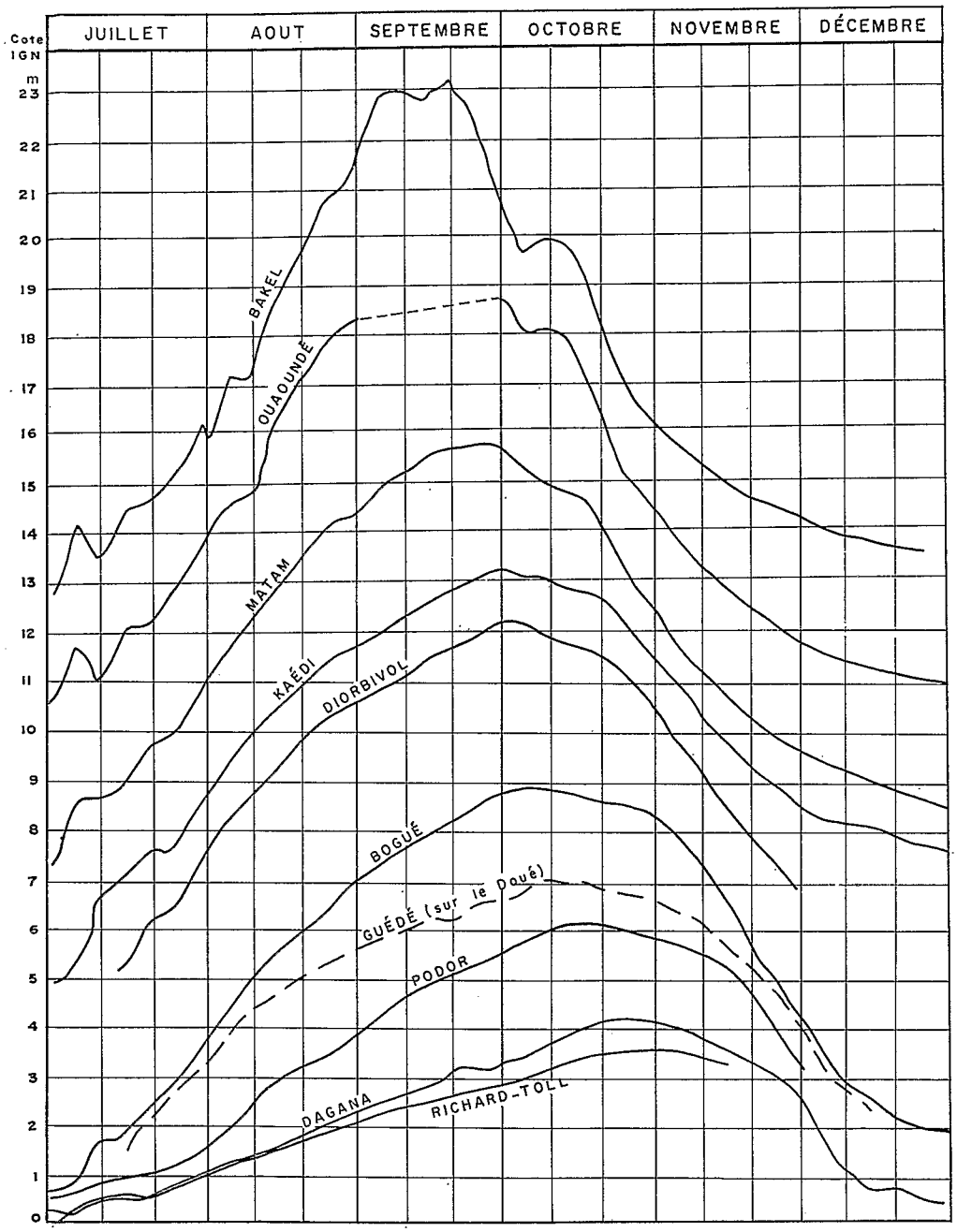


FIG. 27. — Hauteurs d'eau du fleuve Sénégal aux principales escales pendant la crue de 1956, d'après les relevés de la M.A.S.

explorateurs du fleuve, A. BERG (1858) notait déjà (p. 359) : « Il n'y a pas de règles fixes dans les crues périodiques du Sénégal, qui varient chaque année sous le double rapport de l'époque de leur apparition et de leur abondance. » Ainsi la crue de 1936, très forte, a atteint à Podor la cote 6,1 m (fig. 28). Par contre celle de 1944, très faible, n'a pas dépassé la cote 3,3, alors que par crue moyenne (type 1953) le plan d'eau s'élève à la cote 4,7 m. L'allure des courbes de crue change aussi. Certaines années, comme en 1936 ou en 1954, le niveau du fleuve est monté rapidement. En 1951 et en 1953, la montée a été beaucoup plus lente ; la crue de 1951

Tableau 10. — TEMPS DE PROPAGATION DU MAXIMUM DE LA CRUE (en jours) d'après l'étude O.R.S.T.O.M. (1967-68).

De BAKEL à	MATAM	KAÉDI	BOGUÉ	PODOR	DAGANA
Valeur maximale	25	31	38	48	59
Valeur de fréquence					
25 %	8	17	27	39	46
50 %	6	13	23	31	37
75 %	3	9	18	26	33
Valeur minimale	1	3	4	6	8

n'a atteint son maximum à Podor que vers la mi-novembre (fig. 28), puisque cette année-là les pluies ont été particulièrement abondantes en octobre, dans les deux bassins-versants[1]. D'après la date du passage de la pointe de crue aux escales, les différentes crues peuvent être qualifiées de précoce, normale ou tardive. Notons qu'en général les crues faibles s'écoulent plus vite que les crues fortes.

Les variations interannuelles des débits maximaux du Sénégal sont donc considérables. Les hydrologues ont classé toutes les crues observées en un diagramme de fréquence et calculé la crue centenaire (tableau 11). L'apport de la Falémé est important : à Kidira il dépasse toujours la moitié du débit du Sénégal à Kayes. Ainsi à Bakel le débit médian se chiffre à 4 500 m³/s, alors que la crue centenaire atteindrait 10 000 m³/s ; le débit maximal le plus faible observé à cette station a été de 1 040 m³/s. A Dagana le débit médian descend à 2 490 m³/s et la crue centenaire se réduirait à 3 725 m³/s. Ces chiffres montrent que ***l'amortissement des crues dans la vallée est très important et qu'il augmente avec l'importance de la crue.***

Tableau 11. — DÉBITS MAXIMAUX DU SÉNÉGAL ET DE LA FALÉMÉ, d'après l'étude O.R.S.T.O.M. (1967-1968), 3e partie, p. 69-76, et rapport Motor-Columbus (1969).
Comparaison avec ceux du Niger supérieur, selon J. RODIER (1968).

Cours d'eau	Station	Crue médiane	Crue décennale	Crue centenaire
Sénégal	Kayes	3 900 m³/s	5 400 m³/s	7 100 m³/s
Falémé	Kidira	2 000 m³/s	2 800 m³/s	3 650 m³/s
Sénégal	Bakel	4 500 m³/s	7 000 m³/s	10 000 m³/s
	Matam	3 930 m³/s	6 210 m³/s	8 810 m³/s
	Dagana	2 490 m³/s	3 175 m³/s	3 725 m³/s
Niger	Koulikoro	6 200 m³/s	8 000 m³/s	9 700 m³/s

L'inondation du lit majeur dépend de son microrelief. Dans la région de Podor, les eaux commencent à pénétrer dans les cuvettes argileuses les plus basses lorsqu'elles atteignent la cote 2,25 m ; la date varie, en fonction de la crue, de fin juillet à fin août (fig. 28). La submersion des levées ne se produit qu'à partir de la cote 5 m ; or seules les fortes crues dépassent cette cote. Mais les parties les plus hautes de cet ancien système de levées sont

1. Cf. fig. 12 : les pluies quotidiennes à Kédougou.

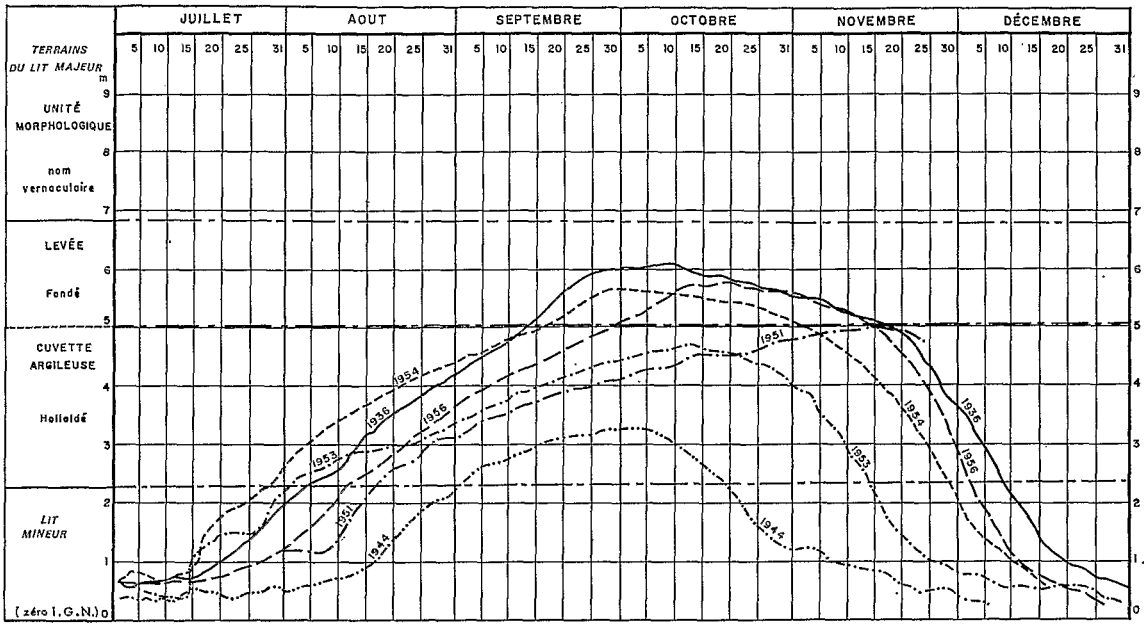


FIG. 28. — Fluctuations dans les hauteurs des crues du Sénégal à Podor, selon les études de la M.A.S.

insubmersibles. La submersion dans le lit majeur en aval de Bakel a été évaluée par les hydrauliciens de la M.A.S.[1] à :

100 000 ha inondés par faible crue (type 1944)
370 000 ha — crue moyenne (type 1953)
500 000 ha — forte crue (type 1954)

Cet effet régulateur de la submersion sur les débits du fleuve peut être comparé à celui qu'exercerait un lac. Le début d'alimentation du lit majeur correspond à un débit pondéré de 2 000 m³/s environ. La figure 29 montre que le volume d'eau stocké dans le lit majeur augmente rapidement au cours du mois de septembre et dépasse alors de beaucoup le volume contenu dans le lit mineur. Pendant la crue de 1964, qui était forte, il dépassait 10 milliards de m³ dans la première moitié d'octobre, alors que par crue moyenne il se chiffre à 4,5 milliards de m³. Pour les crues fortes, le volume maximal stocké dans la vallée alluviale représente une part importante du volume écoulé : 34 % pour une crue décennale. Quant au volume finalement retenu dans les cuvettes et les bras morts du lit majeur, il correspond à une fraction du volume stocké allant de 10 % pour la crue de fréquence 75 %, à 50-60 % pour les crues les plus fortes (O.R.S.T.O.M., 1967-1968).

Le Sénégal a connu quelques *crues exceptionnelles*. Selon Y. HENRY (1918, p. 40) : « La première, sur laquelle nous ayons quelques précisions, est signalée par Braouzec en 1841 ; l'inondation traversa le Djoloff tout entier et noya les vallées mortes du Ferlo. Le même phénomène se reproduisit en 1890 où la crue atteignit à Richard-Toll, le 27 septembre, la cote 5,60 m au-dessus du 0 d'étiage actuel[2] (...). La crue se propagea au début par un flot énorme, qui atteignit Podor le 9 septembre et parvint à Richard-Toll six heures après, à une vitesse moyenne de 15-20 kilomètres à l'heure » ; soit 4 à 5,50 m/s, contre 1 à 1,20 m/s lors d'une crue normale ! Ces « grosses » crues inondent souvent des villages et parfois aussi certaines « escales » insuffisamment protégées. Toujours d'après Y. HENRY (1918, p. 40) : « En 1906, une crue violente ravagea la ville de Kayes, emportant des seccos entiers d'arachide et causant

1. Rapport de synthèse 1960, p. 57. La superficie totale de la vallée alluviale en aval de Bakel est d'environ 800 000 ha.
2. Il est intéressant de comparer ce chiffre avec les hauteurs d'eau de la crue de 1956, qui était déjà forte : cf. fig. 27.

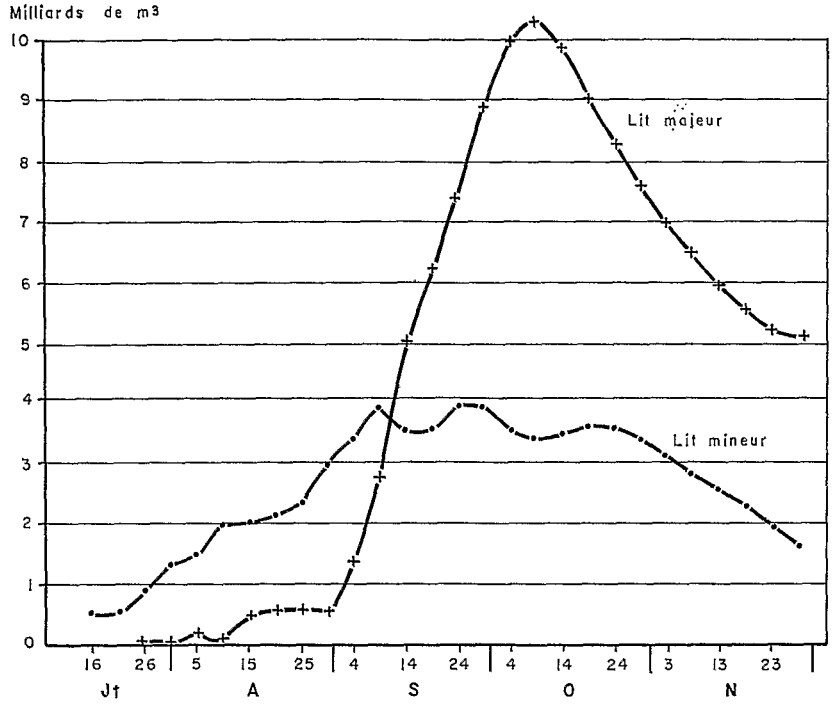


FIG. 29. — L'inondation de la vallée du Sénégal. Évolution du stockage dans les lits majeur et mineur entre Bakel et Dagana au cours de la crue de 1964, d'après la monographie hydrologique de l'O.R.S.T.O.M., 3e partie.

des dégâts considérables. » La crue de 1950, un peu plus faible, inonda cependant Rosso, l'escale mauritanienne sur le cours inférieur du fleuve (M.A.S., 1955).

Le façonnement de la vallée dépend avant tout de la crue annuelle. Or le comportement du fleuve n'est sans doute pas le même au cours d'une très forte crue ou d'une faible crue : son action érosive, la prise en charge de matériaux et leur déplacement varient certainement d'une année à l'autre en fonction des caractères de la crue[1]. Mais, quelle que soit l'importance de la crue, les seuils sont toujours recouverts par plusieurs mètres d'eau (fig. 25) et le Sénégal devient navigable en cette période jusqu'à Kayes, c'est-à-dire jusqu'à proximité des chutes du Félou et de Gouina (fig. 24).

Les *affluents de droite*, qui rejoignent le fleuve en aval de Kayes, présentent des *écoulements très irréguliers sous forme de plusieurs pulsations au cours de la saison des pluies*. Beaucoup de petits oueds n'arrivent pas à rejoindre les grandes artères du réseau hydrographique. Des ravins naissent, soit vers la base des versants rocheux des plateaux ou des principaux inselbergs, soit sur les flancs des grandes dunes fixées, mais se perdent très vite dans des zones d'épandage que balaient irrégulièrement des crues occasionnelles.

Parmi ces affluents, les hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. ont étudié surtout le régime du ***Gorgol Blanc*** (pl. I). Cette rivière prend sa source à l'extrémité sud-ouest du Tagant et rassemble les eaux d'une série de petits oueds qui coulent sur les formations généralement imperméables du Paléozoïque plissé et métamorphique[2]. Son bassin-versant a une superficie d'environ 3 770 km².

Les observations ont été faites en 1958 et 1959 sur le cours supérieur, à Gleita Tor, et sur un de ses petits affluents, le Dionaba, qui se jette dans le Gorgol en amont de cette

1. Cf. l'étude de la dynamique actuelle, 6e partie, chap. II 3 a.
2. Cf. chap. I, B 3.

station. Le *petit bassin du Dionaba* est très plat : la plaine se trouve à une altitude de 70-80 m, dominée par quelques inselbergs, dont la hauteur relative ne semble pas dépasser 100 m.

Y. BRUNET-MORET (1960 a) a observé sur le Dionaba cinq crues en 1959. La crue la plus forte, formée à partir des quatre averses successives du 22 août, a présenté un maximum de 18 m³/s ; le volume écoulé se chiffrait à 1,19 millions de m³, soit une tranche d'eau de 10,3 mm. La hauteur d'eau recueillie après ces quatre averses aux vingt pluviomètres qui équipaient le petit bassin a varié de 35,1 mm à 98,3 mm ; la moyenne s'établit à 59,2 mm. Ainsi l'écoulement de cette crue représente 17,2 % de la quantité de pluie tombée.

Pour un petit bassin-versant comme celui du Dionaba, *l'hydraulicité annuelle dépend beaucoup plus de la répartition des averses que de la hauteur totale des pluies.* En outre, le développement du tapis herbacé au cours de l'hivernage diminue le coefficient d'écoulement et les zones d'inondation ralentissent la propagation de la crue. Ainsi en 1959, pour une pluviométrie globale d'environ 235 mm, le coefficient d'écoulement à la station principale a été de 8,7 %.

En 1959, le Gorgol Blanc a coulé à la station de Gleita Tor du 25 juin au 5 juillet, du 6 au 12 août et à partir du 16 août, d'après les mesures de Y. BRUNET-MORET (1960 a) ; le 17 octobre il coulait encore, mais son débit s'était réduit à 0,21 m³/s. L'écoulement total de l'hivernage a été de 35,4 millions de m³ et le débit maximal de 48,5 m³/s. L'année précédente le volume écoulé à la même station aurait atteint 100 millions de m³, le débit maximal 65 m³/s.

En fait, l'écoulement des eaux tombées sur le Tagant méridional n'arriverait que rarement jusqu'à Gleita Tor. C'était le cas après les pluies abondantes du 31 juillet au 7 août 1958, qui ont totalisé 130 mm en cinq averses. La décrue sur le cours supérieur du Gorgol Blanc s'est ensuite prolongée jusqu'au 18 août, avec une décroissance beaucoup plus lente que celle des crues du 22 ou 27 août 1959, d'origine plus locale. Selon J. RODIER (1964, p. 65), « le coefficient d'écoulement moyen serait de 6,5 %, correspondant à 70 millions de m³. La crue décennale est peut-être de 150 m³/s, correspondant à 40 l/s km² » (débit spécifique).

Comment se propagent les crues vers l'aval ? D'après les renseignements recueillis sur place par R. GOUZES (1962 a), « il semble que l'écoulement, pendant un temps donné, sur toute l'étendue du cours d'eau en même temps, soit un phénomène peu fréquent qui n'a lieu qu'une ou deux fois l'an ». Cela tient à la répartition spatiale très localisée des averses et à la morphologie des profils en long et en travers de la rivière : en effet, *la succession de longs biefs remplis d'alluvions, barrés par des seuils constitués de roches dures, oblige les crues à s'étaler dans de vastes zones d'épandages où l'eau s'infiltre par place.*

Une dizaine de kilomètres *après la jonction avec le Gorgol Noir,* la rivière serpente au milieu d'une vallée alluviale, longue de 45 km et large de 3,5 à 8 km, blottie dans les formations gréseuses du Tertiaire (feuille Kaédi). Des écoulements sporadiques se produisent sur le cours inférieur du Gorgol après les premières grosses averses. Mais les crues plus importantes n'arrivent qu'à partir du mois d'août et elles sont déjà très affaiblies lorsqu'elles atteignent la vallée alluviale, où les eaux se répandent dans les cuvettes[1]. Ainsi en 1956 on a mesuré à la station, située à 17 km en amont d'El-Kseïba, des maxima de 40,4 et 67,5 m³/s entre le début août et la mi-septembre. Le débit cumulé à cette station, juste en amont de l'élargissement du lit majeur, ne se chiffrait plus qu'à 5-6 millions de m³.

La vallée alluviale du Gorgol inférieur est inondée surtout par la crue du Sénégal. Les eaux du fleuve remontent d'abord dans le lit mineur de l'affluent. Puis, quand la crue atteint la cote 11,50 m à Kaédi, elle déborde par-dessus les levées et submerge les microreliefs du lit majeur[2]. Vue d'avion, la vallée inférieure du Gorgol apparaît alors comme un immense lac[3] ; elle constitue donc en période de hautes eaux une simple annexe du lit majeur du Sénégal.

La crue du fleuve inonde aussi la basse vallée de l'oued Gharfa (feuille Sélibabi) ; le plus

1. P. MICHEL, 1956 c.
2. P. MICHEL, 1956 c ; voir notamment les pl. XIV et XV.
3. C'est ainsi qu'elle est représentée sur des cartes anciennes datant du XVIIIe siècle.

souvent elle arrive avant celle de l'oued, dont les eaux sont alors refoulées[1]. *Il en est de même de l'oued Savalel,* dernier affluent du Sénégal, qui se termine à la hauteur de Foundou par une vallée alluviale en forme d'entonnoir, large de 6 km (feuille Kaédi). Cet oued est alimenté par le lac de Mal, qui recueille les eaux ruisselées sur terrains imperméables de la série de Mbout. D'après les mesures faites en 1959[2], la superficie du lac était de 3,3 km² et contenait un volume de 1,4 million de m³, lors de sa cote maximale ; le 3 novembre il mesurait encore 2,3 km² et contenait 500 000 m³ d'eau. Selon P. ELOUARD (1959), c'est un point d'eau permanent, qui prend l'aspect de marais en fin de saison sèche. L'oued Savalel traverse ensuite les formations gréseuses du Tertiaire. A 45 km du lac de Mal, il s'étale dans la dépression de la tamourt Diélouar qui conserve de l'eau jusqu'au mois d'avril[3]. Vers l'aval, cet oued franchit plusieurs cordons de dunes fixées avant de rejoindre la vallée du Sénégal[4].

Sur les reliefs souvent dénudés des plateaux gréseux de l'Assaba et du Tagant méridional, le ruissellement est beaucoup plus intense. Des hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. ont étudié en 1957, 1958 et 1959 le petit bassin de l'**oued Seloumbo,** d'une superficie de 25 km². *C'est un torrent qui dévale du rebord occidental du Tagant à 7 km au Sud-Est de Moudjéria.* Le petit cours d'eau se dégrade vite au pied de l'escarpement gréseux et se perd dans les terrains sablonneux. Les pentes des reliefs sont couvertes d'éboulis de grès ordoviciens très diaclasés ; les blocs s'ennoient dans le sable à la base des versants. Il s'agit d'un petit oued endoréique à régime subdésertique[5], tout comme les autres cours du Tagant. Mais ce réseau hydrographique se rattachait au cours inférieur du Sénégal par l'intermédiaire du couloir de l'Aftout ech Chergui à certaines périodes du Quaternaire ancien et moyen[6].

Vingt averses ont été enregistrées par les pluviographes du bassin de l'oued Seloumbo pendant les années 1958 et 1959 : huit n'ont donné aucun écoulement, cinq un écoulement faible et sept un écoulement notable, d'après les observations d'Y. BRUNET-MORET (1960). Au cours de l'averse la plus forte (20 août 1958), on a mesuré un débit maximal de 34 m³/s. La crue a présenté deux pointes presque égales 35 et 50 minutes après le centre de gravité du corps de l'averse. L'écoulement s'est arrêté douze heures après la fin de la pluie.

D'après ces études, le coefficient de ruissellement se situe entre 22 et 40 % pour les fortes averses (30 à 35 mm) et entre 45 et 55 % pour les pluies exceptionnelles. *Au cours de ces crues brutales, les eaux de l'oued sont probablement capables de transporter des fragments de roche.* J. RODIER (1964, p. 64) indique que les crues décennales « correspondent à des tornades de 55 à 90 mm, dont le corps est de courte durée : 20 minutes à une demi-heure ». Le débit spécifique du petit bassin-versant s'élèverait alors à 4 500-5 050 l/s km² !

Voyons maintenant les crues du réseau de la **Gambie.** Nous nous bornerons à donner quelques renseignements, tirés surtout du rapport F.A.O. (1964), puisque aucune étude systématique n'a été faite jusqu'à présent. *La crue de la Gambie est beaucoup moins puissante que celle du Sénégal, du fait que son bassin-versant est nettement plus petit*[7]. Cependant il se situe entièrement dans les domaines à régime tropical de transition et tropical pur, selon la classification de J. RODIER (1964). Mais, tout comme le cours inférieur du Sénégal, la basse Gambie traverse des terrains perméables et ne reçoit plus que de petits affluents. Ce fleuve est aussi alimenté essentiellement par les pluies tombées sur son haut bassin.

Sur son cours supérieur à très forte pente (fig. 24), la Gambie traverse des terrains le plus souvent imperméables, abondamment arrosés, qui engendrent des écoulements copieux et des crues brutales. *Vers Kédougou, au pied des contreforts du Fouta Djalon, le plan d'eau du fleuve monte d'une dizaine de mètres au cours de la crue,* selon H. HUBERT (1921). L'onde

1. P. MICHEL, 1957 b, Annexe 2.
2. Y. BRUNET-MORET, 1960 a.
3. Elle est orthographiée Guélouar sur la carte au 1/200 000 (f. Kaédi) ; la tamourt (terme maure) est une grande mare, bordée d'*Acacia nilotica.*
4. P. ELOUARD, 1959, p. 25, donne une description détaillée de son cours.
5. La hauteur moyenne annuelle des pluies est de 227 mm à Moudjéria (fig. 10).
6. S. DAVEAU, P. MICHEL, 1969 ; cf. aussi 4e partie, chap. II, A.
7. Cf. Introduction ; sa superficie n'est que le quart de celle du Sénégal.

de crue est donc comparable à celle du Sénégal à Bakel (fig. 27). Le long de son cours moyen, on s'attendrait à ce que l'amplitude des crues soit quelque peu adoucie par les inondations du lit majeur et la diminution de pente du profil en long ; il n'en est rien, sans doute du fait des apports des affluents, qui coulent sur des formations imperméables. Ainsi l'écoulement de la crue en un point situé très à l'aval, comme Bassé, présente encore un caractère brutal : le bourrelet de berge, sur lequel est construite la petite ville, est souvent submergé, parfois sous plusieurs mètres d'eau.

Ensuite *la hauteur de la crue diminue rapidement vers l'aval.* Plusieurs facteurs interviennent : l'élargissement considérable du lit mineur, se transformant en une ***grande ria ;*** la submersion de la vallée alluviale et la pente excessivement faible de son profil en long, qui ralentissent la progression des eaux comme sur le cours inférieur du Sénégal ; celles-ci remplissent, en outre, des petites vallées mortes, tel le Bao Bolon s'allongeant au Sud–Sud-Est de Nioro-du-Rip. Ainsi l'onde de crue s'étale de plus en plus vers l'embouchure : d'après les indications de W. C. Cooper (1927), le niveau du fleuve monte de 27 pieds à Bassé et seulement de 1,5 pied à Mac Carthy Island[1].

Les quelques mesures effectuées au pont de Gouloumbo, dans la région de Tambacounda, fournissent des indications sur l'allure de la crue et les débits de la Gambie. « Les eaux montent rapidement en août, le pic de la crue se situe habituellement en septembre. A ce moment, un débit de 2 000 m³/s est fréquent. La crue centenaire a été évaluée à 3 500 à 4 000 m³/s. En octobre, la décrue est encore plus rapide que la crue. *Près de 90 % des apports s'écoulent entre juillet et octobre* » (F.A.O., 1964, p. 19-20). Mais on ne possède aucun renseignement précis sur les crues de ses affluents. Le principal, la Koulountou, « semble avoir un débit d'hivernage presque aussi important que celui du fleuve » d'après F. Brigaud (1961, p. 63). Cependant son lit mineur est beaucoup plus étroit que celui de la Gambie et dessine de nombreuses divagations qui retardent sûrement la propagation de la crue et amenuisent son débit maximal.

En aval de Gouloumbo, l'alimentation du fleuve est très faible. Pour une part non négligeable elle provient des pluies tombées directement sur l'eau libre de la ria (80 000 ha) ou sur les terrains submergés du lit majeur, dont la superficie varierait entre 74 000 et 160 000 ha selon la crue. Ces apports directs sur le cours inférieur se chiffraient à 2,5 milliards de m³. Les écoulements dans les petites rivières, formées sur les grès du Continental terminal, tels le Sandougou (pl. I) et les petits affluents de gauche, sont très faibles. Sur ces terrains le ruissellement superficiel est réduit et les cours d'eau ne commencent à couler que vers la fin août, lorsque le niveau de la nappe s'est relevé jusqu'à la cote de leur lit[2].

Des études hydrologiques ont été faites récemment par Y. Brunet-Moret (1967) sur des bassins de *marigots rejoignant le Soungrougrou*, le grand affluent de droite de la Casamance. Ils sont comparables à ceux des petits cours d'eau qui se jettent dans la basse Gambie, puisqu'ils coulent dans les mêmes formations perméables. Le débit de ces rivières croît tout au long de la saison des pluies, mais les grosses averses ne provoquent que des pointes de crues relativement faibles, très aplaties, deux jours après leur chute ; en outre, l'amortissement des crues par la zone d'inondation est considérable. Sur le Diango (bassin-versant de 135 km²) on a enregistré un maximum de 5,5 m³/s le 9 octobre 1966 ; sur le Bounkiling (bassin-versant de 200 km²) on a mesuré un débit de 4,5 m³/s le 13 octobre 1966, après une suite de pluies abondantes pendant douze jours[3]. Le tarissement de ces petits cours d'eau est très lent et leur débit reste soutenu en pleine saison sèche.

c. Le tarissement

La décrue s'amorce sur les deux fleuves lorsque les pluies diminuent sur les hauts bassins pendant le mois de septembre. Elle est beaucoup plus brutale dans leur cours supérieur que

1. Ce qui donne, convertis en mètres, environ 9 m à la première station et 0,50 m à la seconde ; le type de crue n'est pas précisé.
2. Pour la nappe phréatique, cf. paragr. 2 c.
3. 335 mm sont tombés au poste de Badimbour.

dans les basses vallées. Nous examinerons surtout la décrue du **Sénégal**, qui a été bien étudiée.

A Bakel, le niveau du fleuve baisse rapidement à partir de fin septembre (fig. 27). Par contre aux escales de la basse vallée (Bogué-Podor-Dagana), la décrue ne devient manifeste qu'à partir de début novembre et prend une allure beaucoup plus progressive. La majeure partie des eaux d'inondation du lit majeur sont restituées au fleuve, de la mi-octobre à la fin novembre (fig. 29). *La vitesse de la décrue dépend donc principalement de la hauteur et de la durée du maximum de la crue*, comme le montre la figure 28, qui déterminent l'importance des volumes d'eau stockés dans la vallée alluviale[1]. « Le véritable tarissement, qui correspond à un écoulement d'origine presque uniquement souterraine, ne commence pratiquement qu'en décembre » (O.R.S.T.O.M., 1968, 2e partie, p. 27).

*Les **vitesses de tarissement** sont variables sur les branches supérieures du Sénégal.* Ainsi pour des bassins-versants du même ordre (Bafing à Dakka-Saïdou et Falémé à Gourbassi ; fig. 24), la décroissance des débits est nettement plus lente sur le Bafing que sur la Falémé[2]. Cette différence de comportement est imputable dans une large mesure à *la nature du substratum :* prédominance de formations gréseuses et doléritiques souvent fissurées, donc perméables en grand, dans le bassin du Bafing, de granites, schistes et pélites, plus ou moins imperméables, dans celui de la Falémé (pl. II). Mais l'importance respective des *épaisseurs d'altérites* dans les deux bassins-versants joue aussi un rôle ; nous verrons[3] qu'elles sont très épaisses et très étendues dans le haut bassin du Bafing. Ces altérites ont permis la formation de nappes phréatiques, de débit faible par rapport au volume d'eau emmagasiné, mais soutenu[4].

On constate que les coefficients de tarissement du Bafing et de la Falémé augmentent sensiblement vers l'aval : d'une part, les réserves souterraines se réduisent puisque les altérites sont moins épaisses et moins étendues dans les régions plus septentrionales ; d'autre part, l'évaporation croît rapidement avec la sécheresse du climat[5].

Le Karakoro et la Kolinbiné, venant des régions septentrionales, sahéliennes, se réduisent dès le mois de décembre à des chapelets de mares dans les parties surcreusées de leur lit mineur ; la grande mare de Kankossa dans le lit du Karakoro est permanente[6]. Dans le Baoulé inférieur l'écoulement cesse en avril. *Le Bakoy et la Falémé s'épuisent sur leur cours aval en mai ou début juin*[7]. Le Bafing tarit certaines années près de sa source (fig. 26). Vers l'aval son écoulement est toujours pérenne, grâce aux apports de la Téné. Ses maigres eaux franchissent les seuils rocheux ou se canalisent dans les profondes diaclases des grès, puis se déversent par-dessus les bancs de grès quartzites des chutes de Gouina[8]. L'étiage absolu est généralement atteint le 25 mai à Kayes et le 3 juin à Bakel.

Comment se réduisent les débits des basses eaux du *fleuve dans son cours moyen et inférieur ?* D'après les études hydrologiques de l'O.R.S.T.O.M. (1968), le coefficient de tarissement n'augmente pas vers l'aval, mais garde la même valeur (0,185) depuis Kayes jusqu'au seuil de Dioudé Diabé, entre Kaédi et Bogué (pl. I). Cette constance montre que *les pertes par évaporation sont compensées par les **apports de la nappe phréatique.*** Il se forme, en effet, un important inféro-flux dans les alluvions, plus ou moins perméables, lors de la submersion du lit majeur. Cette nappe alluviale, étudiée par P. Elouard (1959), reste « suspendue » pendant toute la période de tarissement. Y. Henry (1918, p. 23-24) avait déjà pu observer,

1. Cf. paragr. b.
2. Coefficients de tarissement : Bafing 0,014, Falémé 0,020.
3. 2e partie, chap. I, B 2 et 3e partie, chap. I, B 1.
4. Cf. paragr. 2 d.
5. Ces coefficients sont de : 0,020 pour le Bafing inférieur à Dibia, et de 0,024 pour la basse Falémé à Kidira.
6. Ch. Toupet, 1966, p. 102, fig. 27, indique les fluctuations du niveau de cette mare en 1957 et 1958 ; ses eaux sont utilisées par la station expérimentale du palmier-dattier de l'IFAC.
7. J. P. Bassot, 1963 (p. 19), a estimé le débit de la basse Falémé en mai à moins de 100 l/s au passage d'un seuil à quelques kilomètres en amont de Kidira.
8. Les débits d'étiage absolu ne sont que de 3 à 5 m³/s pour le Sénégal à Galougo-Gouina, contre 32 m³/s pour le Niger à Koulikoro, d'après J. Rodier, 1968.

grâce à une série de sondages dans les dépôts meubles de la vallée, que le niveau de la nappe est plus élevé que celui du fleuve aux basses eaux et ajoutait : « Ce phénomène est d'ailleurs apparent en maints endroits des berges, où se produisent des suintements ou des ruissellements. » Précisons que ces suintements se situent à la partie inférieure des berges, dans les niveaux sableux affleurants sous les dépôts d'argile des cuvettes ou de limon des levées, épais de plusieurs mètres.

Les apports de la nappe alluviale soutiennent aussi les débits du fleuve au cours de la période d'épuisement. J. RODIER (1964, p. 89) indique que « la valeur médiane de l'étiage à Bakel est de 2 à 3 m³/s ».Grâce aux suintements de la nappe, *le débit total à l'étiage est de l'ordre de 10 m³/s* pour le secteur Bakel–Dioudé Diabé vers la mi-juin (O.R.S.T.O.M., 1968).

En aval de Podor, le tarissement est masqué par les oscillations de la marée[1]. *A partir de décembre-janvier, les eaux marines remontent progressivement dans le lit du fleuve* qui se situe nettement en dessous du niveau de l'océan sur une longueur de 350 km depuis l'embouchure (fig. 25). Dans la région de Saint-Louis, les terrains bas des vasières sont alors recouverts à chaque marée haute par les eaux salées.

La marée est du type semi-diurne dans cette partie de l'Océan Atlantique. Son amplitude moyenne à l'embouchure varie de 1,15 m en vive-eau à 0,55 m en morte-eau. La propagation de la marée dans le cours inférieur du Sénégal dépend du débit fluvial. La figure 30 donne les limites de remontée d'une onde de marée d'amplitude moyenne. Son amortissement dans le bief maritime du fleuve est d'abord rapide jusqu'à Dagana, puis beaucoup plus lent vers l'amont ; *à l'étiage, l'onde de marée est encore perceptible au seuil de Dioudé Diabé, soit à 440 km de l'embouchure!* Les temps de propagation depuis l'océan s'établissent comme suit : 1 h 35 mn jusqu'à Saint-Louis, 8 h jusqu'à Richard-Toll et 20 h 30 mn jusqu'à Bogué ; les vitesses des eaux varient de 2 à 7 m/s selon les secteurs.

La salinité des eaux augmente progressivement en saison sèche. Le général FAIDHERBE (1889, p. 62) notait déjà que « l'eau de mer sale le fleuve jusqu'à Richard-Toll ». Des mesures systématiques ont été faites ces dernières années. La salinité, le long d'une verticale, croît avec la profondeur, mais l'augmentation est rarement régulière ; le plus souvent on observe une variation importante à un certain niveau. Sur les profils transversaux, la salinité varie très peu à profondeur égale.

La ***progression du biseau salé*** dépend surtout du débit fluvial pendant les basses eaux, lui-même fonction de l'importance de la crue précédente. *Une année sur deux (50 %) il atteint Dagana et neuf années sur dix (90 %) il dépasse Rosso* (tableau 12). Lorsque la première onde de crue arrive dans le Delta, en juillet, les eaux salées sont refoulées dans les cuvettes basses notamment dans celle du Djoudj, comme l'a montré J. DUBOIS (1954). Il existe une nappe phréatique salée à faible profondeur dans toute la région du Delta. Son niveau se trouve toujours proche de la cote 0 et sa salure varie de 10 à 40 g de NaCl par litre[2].

Tableau 12. — REMONTÉES MAXIMALES ANNUELLES DU BISEAU SALÉ, d'après l'étude O.R.S.T.O.M. (1968, 3e partie), période 1930-1964.

Fréquence (F %)	5 %	10 %	25 %	50 %	75 %	90 %	95 %
Distance depuis l'embouchure (en km)	205	201	194	183	169	150	138

Le régime de la **Gambie** se caractérise aussi par un tarissement progressif des débits aux basses eaux et une *remontée consécutive des eaux marines qui occupent toute la ria* en cette

1 La navigation des bateaux se termine à cette escale pendant les basses eaux.
2. J. DEPAGNE, H. MOUSSU, 1967, p. 18. Certains secteurs ont été étudiés par des hydrogéologues du B.R.G.M. ; M. AUDIBERT poursuit ces observations dans le cadre du projet d'étude pour l'aménagement hydro-agricole de la vallée du Sénégal.

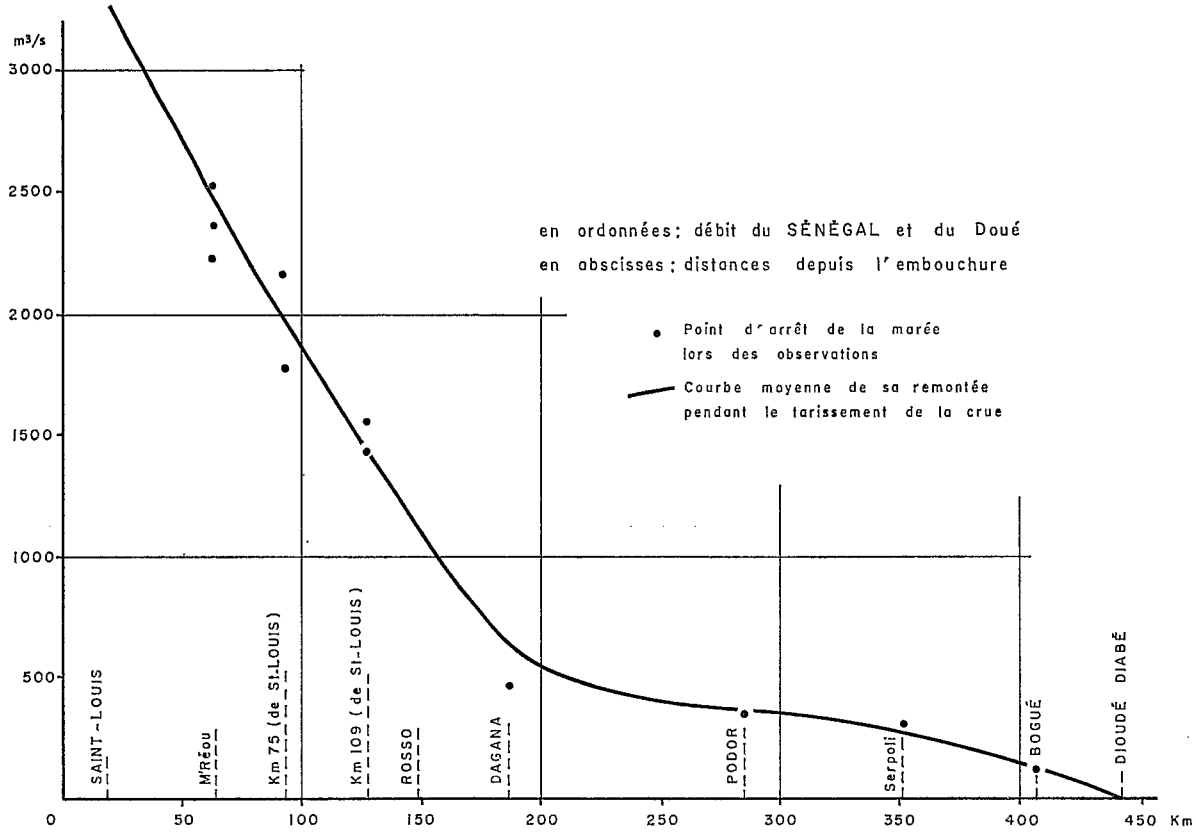


FIG. 30. — Le secteur maritime du fleuve Sénégal. Distance de propagation de la marée en fonction du débit fluvial, d'après la monographie hydrologique de l'O.R.S.T.O.M., 3e partie.

période de l'année. Mais nous ne possédons, hélas, aucun renseignement chiffré. Quelques mesures ont été faites sur des affluents de gauche par H. CAMUS et J. DEBUISSON (1964) au cours d'une tournée d'études hydrogéologiques en février 1963. Les débits étaient alors les suivants[1] : Tiokoye 250 l/s, Diarha 100 l/s, marigots descendant des collines Bassari (région d'Ébarak) 10 à 50 l/s, petits affluents de la plaine 2 à 5 l/s. Les lits du Niokolo-Koba et du Niéri-Ko sont jalonnés de mares à partir de mars. Certaines années la Diarha et le Tiokoye cessent de couler début avril.

Parmi les derniers affluents de la Gambie, qui traversent les grès du Continental terminal, certains peuvent être pérennes. Dans les autres, l'écoulement ne s'arrêterait que début mai, d'après les études faites par Y. BRUNET-MORET (1967) sur de petits marigots rejoignant le Soungrougrou. Les débits d'étiage de l'un d'eux, le Diango, ont été estimés à 5 l/s après une saison de pluies normale ; ils atteindraient 20 l/s après une saison de pluies excédentaires.

Les ondes de *marée* se propagent aisément sur le cours inférieur de la Gambie, particulièrement large. Leur amplitude à Bathurst varie entre 2 m et 0,60 m. La hauteur de la marée se maintient dans l'estuaire jusqu'à Kuntaur, à 20 km en amont de Kudang (pl. I) et s'atténue ensuite progressivement vers l'amont ; à l'étiage, elle *se manifeste jusqu'au pont de Gouloumbo*, où son amplitude peut encore atteindre 30 cm (F.A.O., 1964). Les marées provoquent des courants de 0,5 à 1,5 m/s, donc plus faibles que ceux du secteur maritime du Sénégal. Les eaux marines pénètrent massivement dans l'estuaire. A Mansa Konko l'eau est généralement salée du 15 février au 1er septembre. Pendant l'étiage les eaux de la Gambie deviendraient

1. Comme ils sont exprimés en m³/h, nous les avons convertis en l/s pour faciliter les comparaisons.

saumâtres à la hauteur de Kudang[1], mais aucune étude de la salinité ne semble avoir été faite jusqu'à présent tout au long de son estuaire.

d. Les débits cumulés, les modules et les débits spécifiques des deux fleuves

Les débits cumulés de la **Gambie** ne sont connus que d'une façon très approximative. Nous reprenons les indications du rapport F.A.O. (1964, p. 19-21). Les mesures effectuées au pont de Gouloumbo permettent de dire que les écoulements annuels en ce point (bassin-versant de 41 400 km²) sont de l'ordre de 10 milliards de m³. Les apports des derniers petits affluents se chiffreraient à 1,7 milliard de m³, auxquels il faut ajouter les volumes d'eau tombés directement sur l'estuaire et la vallée alluviale, soit 2,5 milliards de m³. Mais on doit tenir compte de la forte évapotranspiration, notamment sur les terrains inondés du cours inférieur ; ces pertes s'élèveraient à environ 3,2 milliards de m³/an. *Ainsi le bilan des débits annuels cumulés de la Gambie près de l'embouchure s'établirait à 11 milliards de m³.*

Le coefficient d'écoulement n'est indiqué que pour la partie inférieure du bassin, en aval du pont de Gouloumbo. Il serait de l'ordre de 5 %. Ce chiffre est faible à cause de l'affleurement des grès du Continental terminal, plus ou moins perméables, et de la platitude générale du modelé. Nous ne possédons aucun renseignement sur les débits spécifiques du fleuve et de ses affluents.

Les débits cumulés du **Sénégal** sont, par contre, bien connus puisque des mesures ont été faites chaque année depuis le début du siècle. La figure 31 donne à la fois le volume annuel écoulé et les débits moyens annuels (modules) *à la station de Bakel* pour la période 1903-1968. Elle montre l'importance des variations interannuelles. *Les débits cumulés d'une année moyenne (médiane) se chiffrent à 24 milliards de m³* ; ceux d'une année sèche (dernier décile) à 13 milliards de m³ [2].

Les ***modules*** varient en conséquence d'une année à l'autre. A Bakel en 64 ans, le module le plus élevé a été de 1 246,6 m³/s en 1924, le plus faible de 271,8 m³/s en 1913 ; *la moyenne s'établit à 779,8 m³/s* (fig. 31). Les débits moyens annuels ont été établis, en outre, pour des stations situées sur les principales branches du haut bassin et pour celle de Dagana sur le cours inférieur du fleuve ; on a calculé le module moyen, les modules décennaux humide et sec, puis le rapport entre ces deux chiffres (tableau 13). Le rapport est le plus faible pour le Bafing, le plus élevé pour le Bakoy après la confluence du Baoulé, ce qui montre que ces deux cours d'eau sont beaucoup plus irréguliers que le Bafing. Ce rapport K_3, entre le module le plus humide et le module le plus sec en dix ans, atteint 2,35 pour le Sénégal à Bakel

Tableau 13. — MODULES DU SÉNÉGAL
(de ses différentes branches, de la Falémé et de son cours inférieur),
d'après l'étude O.R.S.T.O.M. (1968), 3e partie, p. 58-67.

Cours d'eau	Station	Module moyen	Module décennal humide	Module décennal sec	Rapport des 2 modules
Bafing	Dibia	433 m³/s	581 m³/s	285 m³/s	2,04
Bakoy	Toukoto	88,4 m³/s	130 m³/s	47 m³/s	2,79
Bakoy + Baoulé	Oualia	159 m³/s	241 m³/s	77 m³/s	3,13
Sénégal	Kayes	628 m³/s	864 m³/s	392 m³/s	2,2
Falémé	Kidira	195 m³/s	278 m³/s	112 m³/s	2,5
Sénégal	Bakel	770 m³/s	1 080 m³/s	460 m³/s	2,35
	Dagana	690 m³/s	890 m³/s	490 m³/s	1,8

1. Selon W. C. COOPER, 1927, le biseau salé remonterait jusqu'à 100 milles de l'embouchure ; rappelons que le mille anglais vaut 1 609 m.
2. D'après J. RODIER, 1964, p. 88.

contre 1,89 pour le Niger à Koulikoro, selon J. RODIER (1968). *Le régime du Sénégal est donc moins régulier que celui du Niger*, ce qui se traduit dans la morphogenèse par une érosion plus forte lors des grandes crues.

Les modules du fleuve diminuent généralement entre Bakel et Dagana, tout comme les débits maximaux de la crue (tableau 11), à cause de la submersion de la vallée alluviale, engendrant des pertes par évaporation et infiltration. Mais l'irrégularité interannuelle s'atténue sensiblement entre les deux stations, « ce qui peut s'expliquer par un certain effet régulateur des zones d'inondation où les pertes par évapotranspiration augmentent avec l'amplitude de la crue » (O.R.S.T.O.M., 1968, 3e partie).

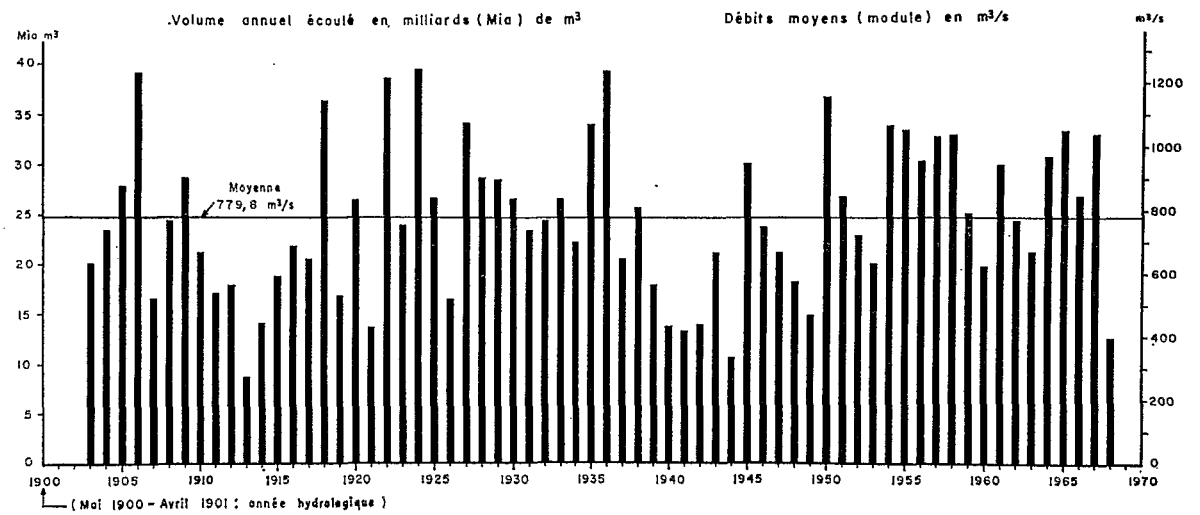


FIG. 31. — Les débits annuels du fleuve Sénégal à Bakel, période 1903/4-1967/8, d'après le rapport MOTOR-COLUMBUS (1969).

La figure 31 met en évidence *la succession de série d'années à forte crue et d'années à faible crue.* Présente-t-elle un certain rythme ? Dans le cas affirmatif, est-il comparable à celui d'autres fleuves africains tropicaux de l'hémisphère boréal ? E. J. PARIS-TEYNAC (1962) a examiné ce problème. Partant des fluctuations de la crue annuelle du Nil, il a confronté les hauteurs d'eau du Sénégal depuis 1894 à Kayes et à Dagana avec les débits du Niger à Koulikoro. Les graphiques montrent, dans l'ensemble, *une « période » de 28 années environ*, faisant succéder 14 crues plus ou moins déficitaires à 14 crues généralement excédentaires. La dernière demi-période humide, commencée en 1950, se serait terminée en 1963 et la demi-période sèche actuelle durerait jusqu'en 1977. La crue de 1968 a été, effectivement, une des plus faibles depuis 1903, puisque le module de l'année hydrologique 1968/69 s'est abaissé à 394 m³/s (fig. 31).

Les ***débits spécifiques*** et les coefficients d'écoulement intéressent beaucoup le géomorphologue, mais ils sont très difficiles à calculer et varient d'une année à l'autre. Ils n'ont pas été évalués dans la « monographie hydrologique du fleuve Sénégal », établie par les ingénieurs hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. (1967-1968). Les auteurs s'en expliquent : « A l'aval de Gouina, une partie importante du bassin est presque endoréique, de sorte qu'une moyenne estimée sur la totalité de la superficie du bassin-versant n'a aucune signification... On ne trouvera pas non plus de bilan hydrologique, ni d'évaluation du déficit d'écoulement. Pour ce genre d'études, l'existence de zones à régime sahélien et l'hétérogénéité des régimes constituent déjà un obstacle. En outre, la densité des postes pluviométriques est beaucoup trop faible et la qualité des lectures trop médiocre pour que l'on puisse procéder à une estimation valable. » Souhaitons que les études en cours et à venir fourniront des renseignements plus précis qui permettront d'établir ces bilans.

J. Rodier (1964) a calculé les débits spécifiques pour des bassins partiels, ceux de la Falémé et du Sénégal à Galougo, station située à quelques kilomètres en aval du confluent du Bafing et du Bakoy.

Voici les résultats obtenus :

Sénégal à *Galougo :* superficie du bassin 108 000 km²
module spécifique 6,3 l/s km²
débit spécif. de crue 37,9 l/s km²
— — d'étiage 0,04 l/s km²

Falémé à *Kidira* : superficie du bassin 28 180 km²
module spécifique 6,9 l/s km²
débit spécif. de crue 69 l/s km²
— — d'étiage 0,07 l/s km²

On remarquera que le débit spécifique de crue de la Falémé est nettement plus élevé que celui du haut Sénégal, puisque son bassin s'étend surtout sur des terrains imperméables, qui favorisent le ruissellement ; en outre, le Baoulé traverse dans son cours moyen des régions relativement sèches, qui réduisent son écoulement.

e. Les débits solides du Sénégal[1]

Alors que l'étude des écoulements du fleuve a fait l'objet de nombreux travaux, ses débits solides sont *encore très mal connus.* Des mesures des matières en suspension dans les eaux du fleuve ont été faites à Bakel au cours de la décrue de 1953, puis à Bakel et à Dagana pendant les crues de 1955 et 1956, par R. Mandin (1957). Les échantillons ont été prélevés sur plusieurs verticales établies en travers du lit, sur chacune à différentes profondeurs et près du fond du lit. La quantité d'éléments en suspension le long d'un même profil est assez variable à Bakel ; mais à Dagana elle augmente généralement vers le fond du lit[2]. *Les teneurs sont les plus élevées en début de crue, puis elles diminuent progressivement avec la montée des eaux du fleuve aussi bien à Bakel qu'à Dagana* (fig. 32). Cette diminution suggère que l'érosion mécanique dans le bassin-versant s'atténue avec le développement de la crue, ce qui est normal, puisque la croissance du tapis herbacé au cours de la saison des pluies ralentit l'action du ruissellement superficiel.

Une comparaison des mesures effectuées aux deux stations montre que *la charge moyenne des matières en suspension est nettement plus forte à Dagana en début de crue :* elle s'élève à environ 250 mg/l contre 170 mg/l à Bakel (fig. 32). Elle s'équilibre avant le maximum de la crue autour de 80-90 mg/l à chacune des stations. Lors du passage de la pointe de crue et pendant la période de décrue les teneurs s'amenuisent ; elles seraient alors nettement plus faibles à Dagana qu'à Bakel, mais les mesures faites à Dagana ne sont pas assez nombreuses pour en tirer une conclusion sûre.

De cette première étude de la turbidité des eaux du Sénégal pendant la crue on peut déduire que le fleuve exerce probablement *une certaine érosion dans son lit mineur à la montée de la crue entre Bakel et Dagana ;* ensuite la submersion progressive de la vallée alluviale permet aux eaux de se décanter avant qu'elles ne refluent dans le lit mineur au cours de la décrue[3]. Notons cependant que les crues de 1955 et 1956 ont été fortes toutes les deux (fig. 31) ; cette étude très partielle ne nous renseigne donc pas sur les turbidités par crues moyenne et faible.

Des *analyses chimiques* ont été faites sur les matériaux recueillis au cours des mesures de 1955. Elles ont porté sur une partie des échantillons de Bakel et sur ceux de Dagana.

1. Ceux de la Gambie n'ont jamais été mesurés jusqu'à présent.
2. P. Michel, 1957, fasc. B, pl. XVII.
3. Nous étudierons le façonnement actuel de la Vallée par la crue dans la 6e partie, chap. II, 3 a.

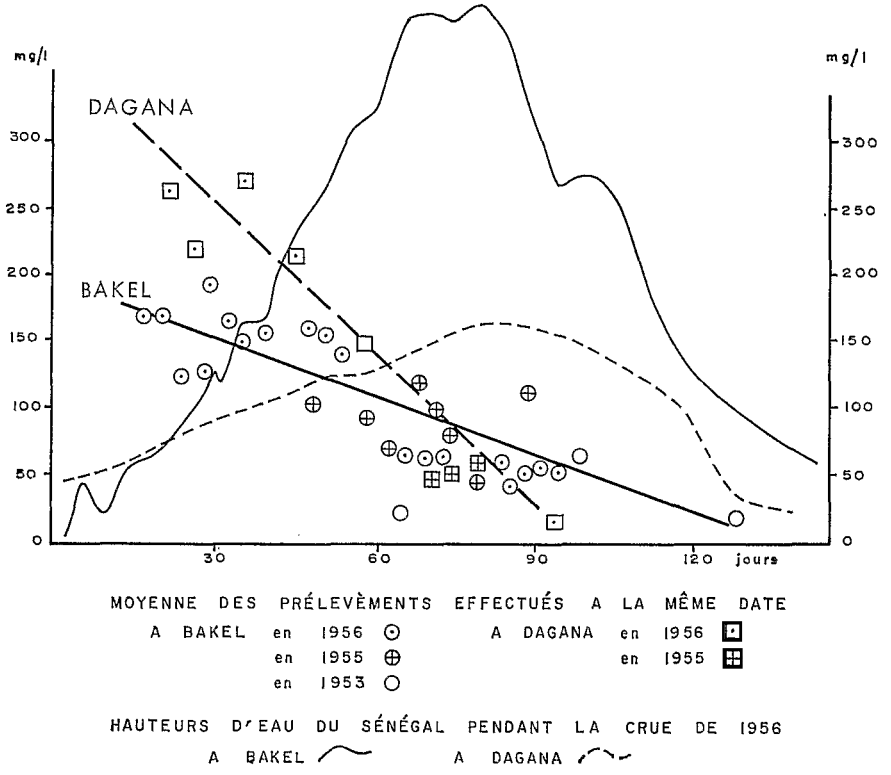


FIG. 32. — Les débits solides de la crue du Sénégal. Charges moyennes d'éléments en suspension au cours des crues de 1953, 1955 et 1956 à Bakel et à Dagana (en mg/l).

Les éléments siliceux prédominent, les sesquioxydes venant en seconde position, comme le montrent les résultats :

	BAKEL	DAGANA
Résidu siliceux	60,15	75
Oxydes de fer et d'alumine	21,20	14,15
Ca O	1,30	0,40
Mg O	0,35	0,45
Perte au feu	15,50	8,45

Il est regrettable qu'on ait négligé de faire d'abord des analyses granulométriques de tous les échantillons prélevés à chaque station. Elles nous auraient donné de précieux renseignements sur les dimensions du matériel transporté en suspension par le fleuve.

Jusqu'à présent on n'a pas encore essayé de mesurer le transport de matériaux sur le fond du lit, par roulage et saltation. La mise en place de certains dispositifs classiques (trappes à sable) et l'emploi de méthodes radioactives fourniraient sans doute des indications assez précises sur l'importance du déplacement de matériel de la dimension des sables grossiers et des gravillons.

Malgré toute notre insistance, les mesures de matières en suspension n'ont pas été poursuivies depuis 1957[1] et les études du transport de fond n'ont pas été abordées. Or tout projet d'aménagement hydro-agricole du bassin, et singulièrement celui d'un barrage-réservoir, nécessite une meilleure connaissance des débits solides, non seulement du fleuve en aval de Bakel, mais aussi, et peut-être surtout, de ses différentes branches du haut bassin. *Ce n'est*

1. Faute de moyens matériels ou de personnel qualifié.

qu'en 1968 que de nouvelles mesures des matériaux en suspension ont été faites par la Société Motor-Columbus, dans le cadre de l'étude du haut bassin, à Bakel et à Kidira (sur la Falémé), à 1 m sous le niveau de l'eau[1]. *Les premiers résultats*[2] *confirment ceux des campagnes précédentes :* à Bakel, le maximum se place en début de crue ; il est de 165 mg/l, donc comparable à ceux des crues de 1955-1956, bien que la crue de 1968 ait été très faible. Les turbidités de la Falémé à Kidira présentent deux maxima : l'un en début de crue, avec 354 mg/l, l'autre à la pointe de crue, avec 294 mg/l. Ces mesures montrent que *les débits solides de la Falémé, au régime plus torrentiel sur son cours supérieur, sont certainement plus élevés que ceux du Sénégal.*

Ces quelques données ne nous permettent pas de calculer la *quantité totale des matériaux en suspension* transportés au cours des différents types de crue. Nous avons cependant essayé d'établir une première approximation pour la station de *Bakel*, où passent tous les apports du haut bassin avant la submersion de la vallée alluviale. En prenant le chiffre moyen de 80 mg/l, mesuré peu avant le maximum de la crue, on obtient les tonnages ci-dessous, selon les volumes d'eau écoulés au cours d'une année hydrologique (de mai à avril) :

crue très forte (1er décile) : 2 800 000 t
crue moyenne (médiane) : 1 920 000 t
crue très faible (dernier décile) : 1 040 000 t

Les eaux de la crue du Sénégal contiennent *assez peu d'éléments en solution*, aussi bien à leur passage à Bakel qu'à celui de Dagana. Leur teneur en sels dissous a varié entre 70 et 90 mg/l en 1955 aux deux stations. Voici les résultats d'analyse complète de l'eau, exprimés en mg/l, pour le prélèvement du 12.10.1955 fait à Dagana, à diverses distances de la rive du fleuve (*in* R. MANDIN, 1957) :

	à 100 m	à 200 m	à 300 m
Cl^-	6,5	6,5	4,5
SO_4^-	13	7,5	14
$1/2\ CO_3H^-$	14,5	19	18
NO_3^-	5		
K^+	1,6	1,6	1,4
Ca^{2+}	5	7	5
Mg^{2+}	3,5	4,5	2,5
Na^+	4	5	4
Extrait 110°	90	80	85

Lors d'une mission sur le terrain effectuée avec G. ROUGERIE pendant la seconde quinzaine de juin 1961, donc tout à fait en début de crue, nous avons prélevé des échantillons d'eau dans la basse vallée entre le seuil de Dioudé Diabé et Rosso, aussi bien dans le lit du fleuve que dans des mares de certains bras morts. On trouvera ci-dessous les résultats des analyses partielles faites au laboratoire du Département de géographie de Dakar, à l'issue de la tournée.

Teneurs en mg/l	Si	NaCl	Ca	Total	Suspension
Sénégal à Dioudé Diabé	6,5	21	11,4	38,9	?
Même endroit, petite marmite	6 0	20	15,2	41,2	?
Sénégal à Podor	4,5	20	2,2	26,7	?
Doué au bac de Guia	6,5	100	14	120,5	65
Sénégal à Gani (rég. de Dagana)	4,7	40	11,2	55,9	?
Sénégal à Rosso	5,5	600	57,6	663,1	184
Mare à Bogué Ndow	—	600	37,6	637,6	?
Bras mort au SW de la dune d'Afnia	—	80	7,6	87,6	?
Koundi à Diawara	4	240	34	278	86

1. Le programme n'a pu être réalisé que très partiellement, puisque la turbidisonde, envoyée de Grenoble en juin, n'était pas encore arrivée sur les lieux fin novembre !
2. Communiqués aimablement par W. WILLI, *in litt.* 13.1.1969.

Les quantités de sels dissous dans les eaux du fleuve étaient donc très faibles, sauf à Rosso, où les eaux restaient encore saumâtres en cette saison. Les teneurs étaient cependant plus fortes dans les eaux stagnantes des bras morts, non encore atteints par l'onde de crue, s'élevant à 637,6 mg/l pour la mare située près de Bogué.

Les eaux courantes ou stagnantes, en saison sèche, dans les mares du lit mineur ou majeur sont en général légèrement acides. Le pH a varié de 5,7 à 6,6 lors des mesures faites dans la vallée du Sénégal entre Bakel et Podor, en janvier-février 1965, et sur la Gambie, le Tiokoye et la Diarha en mars-avril 1963[1]. Ces chiffres sont comparables à ceux obtenus par G. Rougerie (1960, p. 127) sur les rivières en Côte d'Ivoire forestière. M. Bonifas (1959, p. 17) indique aussi qu'en Guinée « les eaux de circulation ont un caractère acide et les eaux souterraines sont souvent plus acides que les eaux circulant en surface », alors que « les eaux de pluies... sont neutres ou légèrement alcalines ».

Il nous paraît intéressant de *comparer les débits solides du Sénégal à ceux d'autres grands cours d'eau d'Afrique occidentale et centrale,* ayant une disposition semblable, c'est-à-dire venant de régions arrosées et traversant vers l'aval le domaine sahélien. D'après les travaux des hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. (1955), les teneurs de matières en suspension du Logone en période de crue sont du même ordre que celles du Sénégal, mais les teneurs mesurées sur le Chari sont plus faibles ; ce dernier provient de régions moins accidentées.

La turbidité du *Niger* dans son cours supérieur est encore mal connue ; les diverses observations ont été regroupées par J. Gallais (1967). A Koulikoro on a mesuré en 1923 des teneurs allant d'un minimum de 17 mg/l en étiage (avril) à un maximum de 107 mg/l en début de crue (juillet). En aval du Delta intérieur, à Diré, les teneurs ont varié de 8,8 mg/l à 31,6 mg/l au cours de la crue 1959-1960. Ainsi la turbidité du Niger supérieur est nettement plus faible que celle du Sénégal à Bakel et à Dagana. Cependant, comme le volume d'eau écoulé du Niger est beaucoup plus important[2], la quantité totale de matériel en suspension en aval de Koulikoro serait plus grande que celle du Sénégal à Bakel, de l'ordre de 3 à 4 millions de tonnes. La majeure partie de ce débit solide est retenue dans les vastes zones d'inondation du Delta intérieur.

2. LES EAUX STAGNANTES ET LES NAPPES PHRÉATIQUES

Les crues du Sénégal, tout comme celles du Niger, alimentent d'*importants lacs situés de part et d'autre de sa basse vallée.* Ailleurs, notamment dans les parties endoréiques du bassin, les eaux de pluies ruissellent et forment des *mares* dans les bas-fonds ou s'infiltrent dans les terrains perméables.

Les mares disparaissent progressivement par évaporation au cours de la saison sèche. Seuls les lacs de Guier et du Rkiz, ainsi que certaines dépressions des niayes restent en eau. *Les nappes phréatiques sont importantes et continues dans le bassin sédimentaire du Secondaire et du Tertiaire,* mais peu abondantes et souvent très discontinues dans les formations du socle antécambrien et de sa couverture paléozoïque[3].

H. Hubert (1921) a dressé un premier bilan des eaux souterraines du Sénégal occidental. Depuis lors, les hydrogéologues de la Direction fédérale des mines et de la géologie de l'A.O.F., puis du Bureau de recherches géologiques et minières, ont fait de nombreuses études dans diverses parties des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie. Ainsi les nappes du territoire du Sénégal et celles du Sud-Ouest de la Mauritanie sont maintenant bien connues. Par contre, nous ne disposons guère de renseignements sur les eaux souterraines du Mali occidental et de la Guinée septentrionale.

1. Nous n'avons noté qu'une seule exception : les eaux d'une mare près de Ndébou ont donné un pH 7,6 ; mais elle se trouve sur des cipolins.
2. Le module moyen de ce fleuve à Koulikoro est de 1 545 m³/s, contre 779,8 m³/s pour celui du Sénégal à Bakel (fig. 31).
3. Cf. chap. I : les données géologiques.

Les régimes hydrologiques du lac Rkiz et du lac de Guier ont été étudiés par les hydrauliciens de la M.A.S. Les mares temporaires du Ferlo ont été prospectées ces dernières années, en vue de leur aménagement pastoral, dans le cadre des recherches hydrogéologiques du B.R.G.M.

a. Les lacs et mares du Trarza et du Ferlo

Le ***lac Rkiz*** se situe à une trentaine de kilomètres au Nord de la vallée du Sénégal, à la hauteur de Dagana (pl. I). *Blotti au milieu de l'erg ancien du Trarza, il occupe l'extrémité sud-ouest d'une importanie dépression, appelée Aftout ech Chergui*[1]. Ce lac, orienté SW-NE, s'allonge sur environ 35 km ; sa largeur dans la partie centrale est de 4 km (feuille Dagana). Ce sont des chiffres moyens, puisque sa superficie varie considérablement en cours d'année à cause des importantes fluctuations du plan d'eau (fig. 33). Le lac s'assèche complètement certaines années en fin de saison sèche : cela s'est produit en 1950 et en 1954.

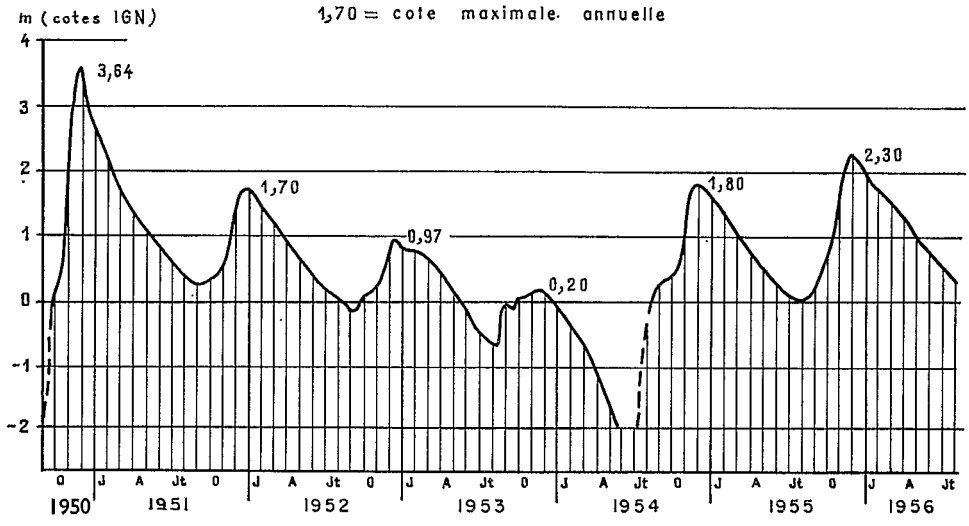


FIG. 33. — Les fluctuations du niveau du lac Rkiz de 1950 à 1956, d'après les études de la M.A.S.

Cette cuvette lacustre présente un fond pratiquement plat à une cote moyenne de – 2 m, la profondeur diminuant de son extrémité nord-est (– 2,50 m) à sa pointe sud-ouest (– 1,50 m). Sa superficie à la cote 0 est de 115 km² ; c'est celle qu'indiquent les cartes topographiques de l'I.G.N.[2]. Lorsque le remplissage du lac atteint la cote + 3,50 m, comme c'était le cas en novembre 1950, la surface du plan d'eau s'étend alors sur 200 km². Le bord de la cuvette se relève rapidement au Sud-Est, où les dunes fixées dominent le lac d'une dizaine de mètres. La bordure nord-est présente une pente beaucoup plus douce et les cordons dunaires n'apparaissent qu'à une certaine distance du lac.

Le lac Rkiz est alimenté essentiellement par la crue annuelle du Sénégal. *Quatre marigots le relient à la vallée alluviale.* Les principaux sont le Laouwaja et le Sokam : ils partent du fleuve entre Gani et Dagana, puis suivent des dépressions interdunaires, larges de 1 à 2 km par endroits, et débouchent dans la partie sud-est de la cuvette (feuille Dagana). Leur profil en long montre une série de seuils sableux, le plus haut atteignant la cote + 1,18 m.

Le régime du lac reflète celui du fleuve dans sa basse vallée, avec un certain décalage de la courbe dans le temps. Ses eaux commencent à monter à une date comprise entre le

1. Le terme maure aftout désigne une dépression plate, large de plusieurs kilomètres.
2. Cf. les cartes au 1/50 000, Dagana 4 c et 4 d, sur lesquelles a été dessiné le nivellement de précision fait par la M.A.S.

15 juillet et le 15 septembre (fig. 33). « La rapidité du remplissage dépend évidemment des caractéristiques de la crue. Par crue forte l'alimentation se fait par les interdunes qui présentent alors une importante section mouillée, par crue faible seuls fonctionnent des chenaux sinueux, peu profonds, encombrés d'herbes flottantes » (J. MAYMARD, J. BERNARD, 1956, p. 3).

Le plan d'eau atteint généralement sa cote maximale entre le 15 novembre et le 1er janvier[1]. Ensuite le courant s'inverse dans les marigots et le lac restitue une partie de ses eaux au fleuve, qui connaît alors sa période de « maigres ». L'écoulement s'arrête dès que les seuils sont atteints. Le niveau du lac continue à baisser régulièrement jusqu'au début de la crue suivante sous l'effet de l'évaporation et des infiltrations.

Les fluctuations interannuelles du lac sont très importantes à cause des grandes variations de débits des crues du Sénégal. Ainsi de 1950 à 1953 la cote maximale s'est abaissée d'une année à l'autre, puisque la crue était de plus en plus faible[2] ; finalement *le lac s'est asséché en mai 1954.* Il s'est rempli de nouveau à partir de juillet, puisque la crue de 1954 a été très forte. Notons que le lac reçoit aussi les apports de l'oued Mréa, qui rassemble les eaux ruisselées dans la partie méridionale de l'Aftout ech Chergui ; mais ses débits sont certainement très faibles et n'influencent pas les fluctuations du lac.

Les eaux du lac sont douces. Mais, en raison de sa faible profondeur et de l'abondance de la végétation ripicole, ses eaux sont assez chargées de matières en suspension et en solution. J. MAYMARD et J. BERNARD (1956, p. 7) donnent les résultats d'analyse suivants :

	Sénégal à Dagana	*Lac Rkiz*	
	8 octobre 1953	8 octobre 1953	15 juillet 1954
éléments en suspension	26 mg/l	313 mg/l	295 mg/l
éléments solubles	154 mg/l	203 mg/l	390 mg/l

Le ***lac de Guier*** s'étend au Sud de la basse vallée du Sénégal, approximativement dans l'axe de la dépression de l'Aftout ech Chergui (feuille Dagana). Il *communique avec le fleuve par la Taoué,* marigot très sinueux, d'une longueur de 25 km[3]. Ce lac s'étire selon une direction SSW sur une trentaine de kilomètres jusqu'à l'étranglement de Sier. Ses rives sont souvent dentelées : des presqu'îles isolent de petites cuvettes. Ainsi *les contours du lac de Guier sont beaucoup plus irréguliers que ceux du lac Rkiz;* sa largeur varie de 2 à 7 km. A l'Est, ses eaux lèchent le bas plateau cuirassé du Ferlo septentrional, qui se termine localement par un abrupt de quelques mètres. Le bord ouest de la dépression se relève doucement. Des alignements de dunes rouges fixées dominent ces terrains plats.

Y. HENRY (1918) a étudié au début du siècle la topographie et l'hydrologie du lac en vue de l'utilisation de ses eaux pour l'aménagement de cultures irriguées. La dépression se divise en trois cuvettes irrégulières, dont les fonds se trouvent entre les cotes – 1,70 et – 2,50 m. *L'importance de son remplissage dépend de la hauteur de la crue à Richard-Toll.* D'après les travaux de la M.A.S., le volume d'eau du lac est de :

750 millions de m² à la cote + 3 m
460 — — + 2 m
250 — — + 1 m

A la décrue les eaux du lac refluaient dans la Taoué. En fin de saison sèche, le biseau salé du fleuve[4] pénétrait dans le marigot et atteignait souvent le lac. Les riverains édifiaient depuis 1920

1. Cette dernière date correspond au remplissage par la crue de 1951, particulièrement tardive (cf. paragr. 1 b et fig. 28).
2. Comparez la fig. 33 avec la fig. 31.
3. Alors que la distance à vol d'oiseau du fleuve au lac n'est que de 15 km.
4. Cf. paragr. 1 c.

chaque année une digue en terre sur la Taoué pour empêcher l'entrée des eaux salées dans le lac. *En 1948, la M.A.S. construisit à Richard-Toll un barrage définitif en béton*, qui règle, par un jeu de vannage, la circulation de l'eau[1]. Ainsi tout le volume d'eau correspondant au maximum du remplissage peut être maintenu dans le lac. Son niveau ne baisse que par évaporation et infiltration.

La dépression du Guier s'élargit à nouveau après l'étranglement de Sier (feuille Dagana) et se prolonge vers le Sud–Sud-Ouest jusqu'à Keur Momar Sar. Mais son fond est colmaté d'alluvions. Des levées aplaties séparent plusieurs bras parallèles, parfois divagants. C'est l'extrémité d'une ancienne vallée alluviale. Elle est entièrement submergée aux hautes eaux, mais pendant la baisse du niveau en saison sèche apparaissent de nombreuses îles. A la hauteur de Keur Momar Sar cette vallée décrit un coude, faisant un angle de 90°, puisqu'elle est orientée ensuite WNW-ESE.

Le réseau de vallées mortes du Ferlo débouche, en effet, dans la dépression du lac de Guier à cet endroit. Ce réseau commence à se dessiner au Sud-Ouest de Bakel, sur la partie haute du plateau formé par les grès du Continental terminal, à une altitude d'environ 80 m. Il est très ramifié. L'examen des photographies aériennes révèle que ces anciens cours d'eau traçaient des méandres, bordés de faisceaux de levées. *Leur lit très évasé présente pendant la saison des pluies une succession de mares et bas-fonds humides.* Il semble qu'un ruissellement se produise au cours des grosses averses dans les parties supérieures des vallées, à pente relativement forte ; mais il s'arrête toujours après quelques kilomètres[2]. Les eaux infiltrées alimentent un certain sous-écoulement.

Les différentes branches du réseau se rejoignent après Linguère pour former la ***vallée du Bounoum*** (pl. I). Sa largeur augmente progressivement vers l'aval : de 200 m à Mbéyène, elle passe à 3 km près de Gankette-Guent. Ce grand sillon, creusé dans le soubassement éocène, recoupe perpendiculairement toute une succession de cordons dunaires. Les chenaux d'écoulement sont encore bien visibles dans certains secteurs.

Les eaux du Sénégal, ayant rempli le lac de Guier, remontaient dans la vallée du Bounoum plus ou moins loin vers l'amont, selon l'importance de la crue annuelle. A la fin du siècle dernier les plus fortes crues auraient largement dépassé Yang-Yang. Celle de 1936 a encore atteint cette localité. D'après les recherches de J. AUDIGER (1957), les eaux se sont arrêtées entre Mbeulakhé et Mbéyène au cours des années suivantes.

Depuis 1957 la crue du fleuve n'inonde plus la vallée du Bounoum, par suite de la construction du barrage de Keur Momar Sar, qui augmente la réserve d'eau du lac de Guier servant à l'irrigation du casier rizicole de Richard-Toll[3]. Maintenant les anciens chenaux ne sont plus jalonnés que par des *mares temporaires*. Elles disparaissent en début de saison sèche, à cause de la forte évaporation et de l'abreuvement de nombreux troupeaux. Selon E. DAGASSAN (1967), les dépôts du lit majeur renferment une nappe d'eau salée fossile, sur laquelle flottent des lentilles d'eau douce à saumâtre, exploitées en de nombreux endroits par céane[4]. L'apport d'eau douce provient surtout des petits oueds, coulant dans les interdunes au sol moins perméable et incisant le bas plateau pour rejoindre la vallée morte.

Dans le Ferlo central et oriental, la surface des plateaux cuirassés est localement déprimée par suite de tassements ou de légers effondrements. *Les eaux ruisselées au cours des fortes averses stagnent dans ces creux du terrain sous forme de petites mares ;* elles disparaissent par évaporation dès les mois de décembre-janvier. Ces mares temporaires ont des superficies de quelques centaines de mètres carrés et leur profondeur varie de 0,20 à 0,50 m[5]. La décantation argileuse des eaux a imperméabilisé le fond des dépressions par colmatage des fissures et des vacuoles de la cuirasse.

1. L. PAPY, 1951.
2. D'après J. DUBOIS, cité par F. BRIGAUD, 1961, p. 54.
3. Signalons qu'une adduction d'eau est en construction depuis le lac de Guier jusqu'à Dakar, pour satisfaire une partie des besoins en eau de cette agglomération qui s'accroît rapidement.
4. Nom ouolof désignant un petit puits temporaire creusé dans un terrain meuble.
5. D'après les observations d'E. DAGASSAN, 1966.

b. Les niayes

On appelle ainsi[1] les *dépressions sablonneuses, qui s'égrènent à l'arrière des dunes littorales depuis l'embouchure du Sénégal jusqu'à Kayar*[2]. Ces bas-fonds se transforment généralement en marécages pendant la saison des pluies. L'eau disparaît en saison sèche, mais dans certaines niayes elle stagne très longtemps malgré la perméabilité du terrain et la forte évaporation[3]. *Toutes ces cuvettes sont, en effet, inondées temporairement par les* ***fluctuations de la nappe phréatique*** *au cours de l'année* (fig. 34).

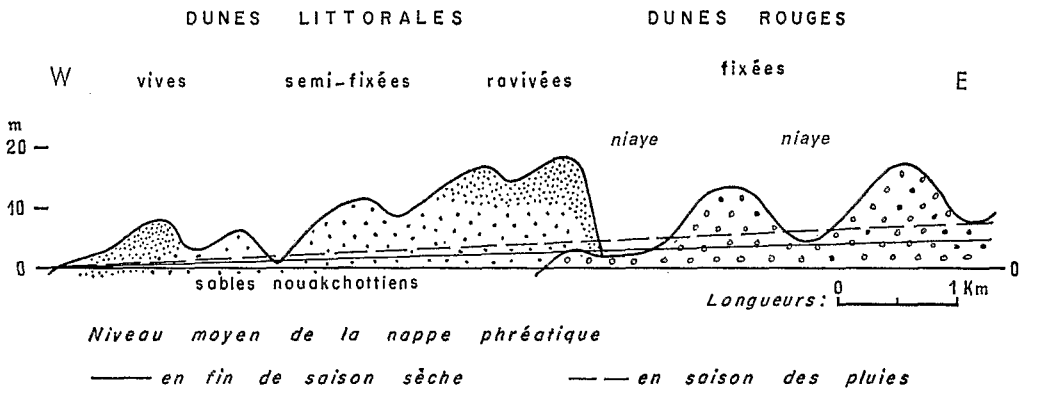


FIG. 34. — Coupe schématique des niayes avec les positions de la nappe phréatique.

Les formes et les dimensions des niayes sont très variables. En schématisant, on peut distinguer deux types[4] :

— Le *premier type* existe principalement au Nord de Mboro. Les niayes sont très nombreuses et toujours *de petites dimensions*[5]. Vues d'avion, elles apparaissent comme une multitude de cuvettes et de creux, de forme allongée ou ovale. La plupart de ces niayes sont orientées NNW-SSE selon la direction des dunes rouges fixées ; elles correspondent à des émergences de la nappe dans les interdunes les plus profonds (fig. 34).

— *Le second type* de niayes caractérise le secteur méridional. Là, les dépressions présentent *des dimensions beaucoup plus grandes* et elles sont très espacées. Quelques-unes s'avancent loin vers l'intérieur des terres, recoupant les cordons de dunes rouges ; les dénivellations atteignent souvent une vingtaine de mètres. Ces niayes allongées ont l'allure de petites vallées fluviales colmatées par du sable : leur tracé, souvent sinueux dans la partie amont, évoque des boucles de méandre. La plus grande est *la niaye de Mboro*, longue de 15 km. D'abord étroite et allongée, elle s'élargit et se ramifie vers l'aval jusqu'à atteindre une largeur de 1,5 km[6]. Elle communiquait avec l'océan jusqu'à une date récente ; la bande de dunes littorales se rétrécit à 500 m près de son exutoire et le petit marigot drainant la niaye arrive à rejoindre la mer.

Le régime hydrologique varie souvent d'une niaye à l'autre : dans certaines l'eau reste plusieurs mois, dans d'autre elle disparaît quelques semaines après la saison des pluies. *Leur régime se modifie aussi dans le temps, en fonction de la hauteur des pluies annuelles.* Ainsi les

1. C'est un nom vernaculaire ouolof.
2. Elles apparaissent aussi dans la partie septentrionale de la presqu'île du Cap-Vert, mais nous n'étudierons que celles situées au Nord de Kayar, qui se trouvent dans le prolongement de l'extrémité sud-ouest du Delta du Sénégal.
3. P. MICHEL, 1955.
4. P. MICHEL, A. NAEGELÉ, Ch. TOUPET, 1969.
5. Cf. la carte géologique au 1/200 000, feuille Louga.
6. P. MICHEL, 1955 ; cf. notamment fasc. B, pl. II et VI.

niayes du secteur de Mboro étaient presque toutes asséchées en 1946, les précipitations ayant été très déficitaires dans la région ; de 1947 à 1949 elles se trouvaient en eau pendant six à huit mois par an. Puis de juillet 1950 à décembre 1955 les principales niayes de ce secteur étaient inondées en permanence, à la suite d'une succession d'années pluvieuses qui a permis une suralimentation de la nappe ; les fluctuations de leur plan d'eau pendant cette période se limitaient à quelques décimètres[1].

L'altitude de la nappe phréatique change d'un secteur à l'autre, influençant ainsi la mise en eau des niayes : elle est voisine de zéro dans la région septentrionale et croît progressivement vers le Sud jusqu'à atteindre 40 à 50 m au Nord de Thiès[2]. Dans ce secteur la nappe forme un dôme, dont le sommet est approximativement parallèle à la côte et se situe à une vingtaine de kilomètres du littoral (fig. 35). L'écoulement se fait, d'une part vers l'intérieur des terres, d'autre part vers la mer, en inondant les niayes. La hauteur de la tranche d'eau dans chaque niaye dépend à la fois de l'importance des fluctuations saisonnières de la nappe et de la topographie de la dépression ; les parties les plus profondes sont occupées par des lacs permanents, tel le lac de Mboro à l'Ouest de la grande niaye.

Les eaux de la nappe phréatique sont douces, chlorurées sodiques[3]. Elles sont habituellement peu chargées avec un résidu sec compris entre 100 et 500 mg/l, aussi bien dans la région de Tivaouane-Mboro qu'à l'Ouest de Louga (fig. 35). *Les eaux des niayes sont également douces.* D'après les analyses d'échantillons prélevés en décembre 1955 dans les secteurs de Mboro et de Lompoul, le résidu sec était alors partout inférieur à 500 mg/l, sauf pour deux niayes situées au pied des dunes littorales[4]. Dans ces dépressions marécageuses, les pH sont acides ; selon des mesures faites par J. Trochain (1940) pendant l'été 1934, il variait de 4,4 à 5,3 dans les niayes de Mboro. Cependant lorsqu'on s'approche du Delta du Sénégal, la teneur en sel augmente et les terrains de certaines dépressions interdunaires présentent des efflorescences salines[5].

c. Les nappes des séries du Tertiaire

Les couches sédimentaires de ce bassin, aux roches plus ou moins perméables[6], contiennent d'importantes nappes phréatiques. Mais leur surface piézométrique[7] se situe à des altitudes très variables, allant des cotes + 50 à − 50 m. En outre, les eaux sont fortement salées dans certains secteurs (fig. 35).

Les conditions d'alimentation de ces nappes par infiltration directe des eaux de pluies sont très défavorables dans les régions septentrionales. En se fondant sur de nombreuses études hydrologiques faites en Afrique occidentale, J. Archambault (1960) a montré l'importance du seuil des 400 mm de pluies annuelles, appelé « seuil d'Hubert »[8] : en dessous de cette quantité l'alimentation directe par les pluies est impossible puisque toute l'eau s'évapore. Certains hydrologues[9] estiment même qu'à l'intérieur du Sénégal ce seuil s'élèverait à 600 mm ; c'est probable pour le Ferlo, où l'évaporation est très intense[10]. Par contre, dans les régions littorales il serait de 250 à 300 mm d'après J. Depagne et H. Moussu (1967). Ainsi la limite septentrionale de l'alimentation directe des nappes traverserait le Delta du Sénégal, suivrait la vallée du Bounoum jusqu'à Linguère, puis une ligne joignant Linguère à Matam ; en Mauritanie, elle passerait au Sud du bassin du Gorgol et recouperait la vallée du Karakoro près de Kankossa (fig. 10).

1. P. Michel, 1955 ; fasc. B, pl. VII et P. Michel, 1956 a.
2. J. Depagne, H. Moussu, 1967 ; cf. la feuille NW de la carte.
3. Cf. la carte hydrochimique, *in* J. Depagne, H. Moussu, 1967.
4. P. Michel, 1955.
5. P. Michel, 1957 a.
6. Cf. chap. I, C 2 et 3.
7. Celle-ci est une surface imaginaire qui coïncide partout avec le niveau statique de l'eau dans les différents aquifères.
8. Du nom de l'auteur qui l'a établi pour la première fois, lors de ses recherches au Sénégal occidental.
9. Notamment M. Défossez, P. Elouard, P. Verdoni, 1959.
10. Cf. paragr. A 4 c.

Il existe, cependant, d'importantes nappes phréatiques dans le ***Sud-Ouest de la Mauritanie***, bien au-delà de cette limite. Elles sont alimentées soit par le ruissellement sur les formations imperméables de la série de Mbout, soit par les crues du Sénégal. Ces nappes ont été étudiées par P. ELOUARD (1959). Ensuite H. PALOC a dressé une carte hydrogéologique à l'échelle du 1/500 000[1] et R. GOUZES (1962 a) a poursuivi les recherches dans l'arrière-pays de Kaédi.

P. ELOUARD a distingué *quatre nappes:* l'underflow du Sénégal, que nous avons déjà mentionné[2], la nappe du Brakna, le réseau aquifère de l'Amechtil, la nappe du Trarza (fig. 35). Nous nous bornerons ici à indiquer leur gisement, leurs principaux caractères et leur mode d'alimentation.

La *nappe du Brakna*, la plus orientale, se situe dans le faciès littoral du Lutétien. Les puits atteignent ce niveau dans la zone d'affleurement des grès du Gorgol et sous le mince recouvrement du Continental terminal. Elle forme une bande parallèle à la limite du bassin sédimentaire, dont elle est séparée par un « biseau sec », large de 20 à 25 km. Ce biseau sec s'explique par la remontée des formations imperméables du Paléozoïque, qui se trouvent être au-dessus du niveau statique, bien avant d'affleurer (P. ELOUARD, 1959, fig. 30). L'altitude de la nappe est supérieure à zéro dans la partie orientale et s'abaisse à – 10 m près de sa limite occidentale. La teneur en sels dissous est généralement faible ; elle ne dépasse 0,5 g/l que dans la région d'Aleg (fig. 35).

Plus à l'Ouest, dans l'*Amechtil*, les calcaires et les dolomies du Lutétien (faciès néritique) contiennent un réseau aquifère, dont l'altitude et les débits sont très variables. Les niveaux statiques descendent jusqu'à – 30 m au Nord-Ouest de Bogué : ces niveaux bas correspondent à des pertes de charges considérables, dues à la circulation dans les calcaires. Avant d'atteindre ces formations aquifères, tous les puits de cette nappe traversent 40 à 50 m de grès argileux du Continental terminal.

La *nappe du Trarza* est très étendue et sert à alimenter une importante région d'élevage ; c'est pourquoi elle est largement exploitée. « La roche magasin est généralement le grès argileux du Continental terminal, mais il peut arriver que ce soit un sable intercalé dans les grès argileux » (P. ELOUARD, 1955, p. 196). Dans la partie centrale de la nappe, son niveau se trouve vers – 15 m. Les courbes isopiézométriques sont très espacées les unes des autres, ce qui indique une bonne perméabilité. Les puits de la piste Rosso-Boutilimit ont des débits de 10 à 15 m³/h pour un rabattement de 1 à 2 m. Les eaux n'ont généralement qu'une faible teneur en sels dissous, de l'ordre de 0,3 à 0,4 g/l (fig. 35). Mais dans la dépression littorale de l'Aftout es Saheli, les dépôts du Quaternaire sont gorgés d'eau salée. Celle-ci s'infiltre dans les grès du Continental terminal et forme un biseau s'enfonçant sous la nappe d'eau douce.

La nappe du Brakna est nourrie surtout par le ruissellement sur les schistes et quartzites de la série de Mbout. Les eaux se concentrent « dans les vallées fossiles anté-éocènes entaillées dans ces schistes, vallées qui fonctionnent comme de vastes drains » (R. GOUZES, 1962 a, p. 20). La nappe peut recevoir en aval de Kaédi des apports du Sénégal, mais cette alimentation semble bien plus faible que celle en provenance de la série de Mbout, de direction E-W. Par contre, *la nappe du Trarza serait alimentée essentiellement par les crues du fleuve;* selon P. ELOUARD (1959), les eaux s'infiltreraient surtout à travers les sables du Quaternaire dans les zones d'inondation des marigots qui relient la vallée au lac Rkiz. Les eaux des nappes du Brakna et du Trarza s'écoulent ensuite vers la zone déprimée de l'Amechtil (fig. 35). Celles venant du Trarza traversent des niveaux salifères de la base du Continental terminal[3] ; ainsi s'expliquerait la présence d'eaux assez chargées en chlorure de sodium dans certaines parties du réseau de l'Amechtil.

Les nappes phréatiques du ***Sénégal septentrional*** ont été étudiées principalement par R. DÉGALLIER (1962). Les dépôts gréseux du Continental terminal contiennent une

1. Elle a été imprimée par le B.R.G.M. en 1962, pour le compte de la Direction du Plan de Mauritanie.
2. Cf. paragr. 1 c.
3. D'après P. ELOUARD, 1959.

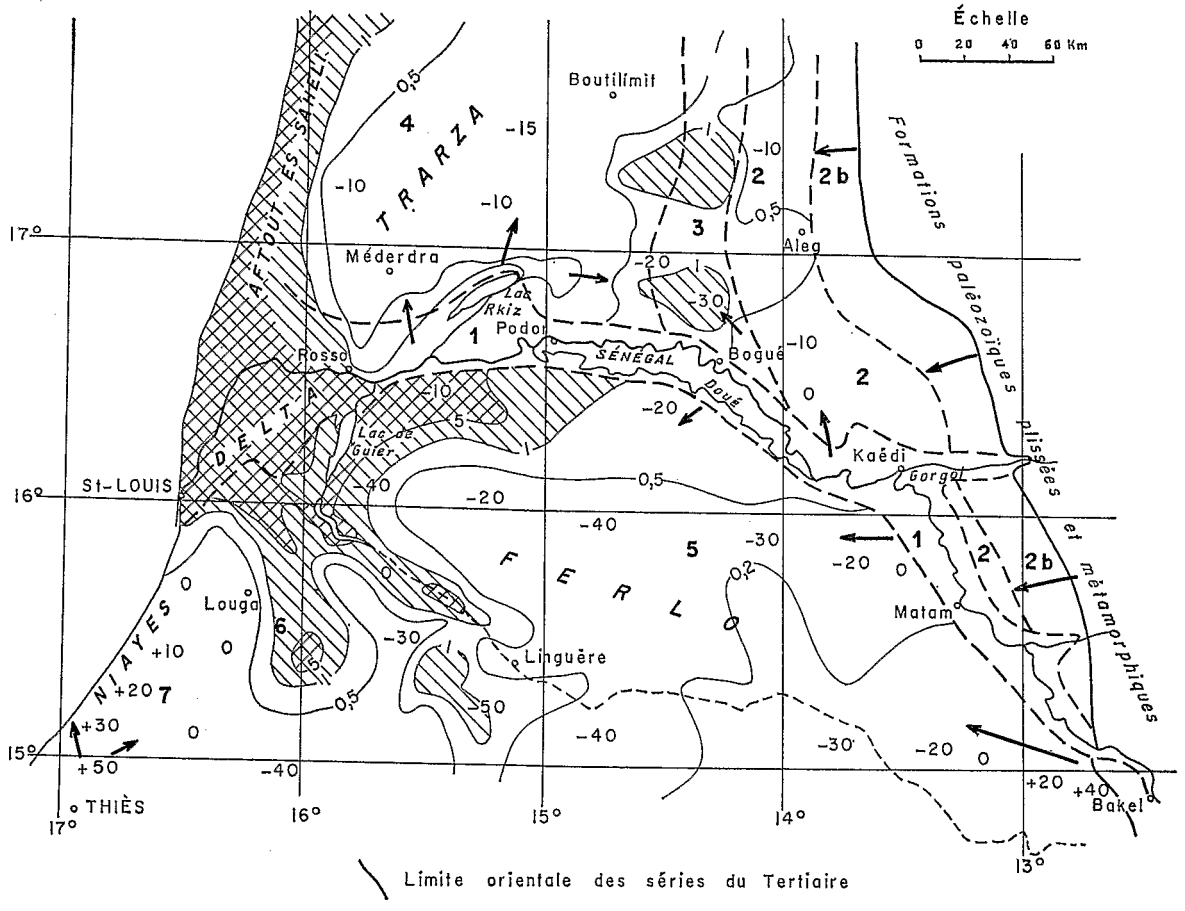


FIG. 35. — Les nappes phréatiques du Sud-Ouest de la Mauritanie et du Sénégal septentrional, d'après P. ELOUARD (1959), H. PALOC (1962), J. DEPAGNE et H. MOUSSU (1967).

importante nappe, qui passe dans les couches de marnes et calcaires éocènes vers l'Ouest, près de Linguère. Cette *nappe du Ferlo* est beaucoup plus déprimée que celle du Trarza. Sa surface piézométrique dessine une vaste cuvette, avec des bords relevés le long de la vallée du Sénégal, atteignant + 40 m vers le Sud-Est, près de Bakel, et avoisinant la cote 0 au Nord ; *le niveau descend à – 40 m entre le fleuve et la vallée du Bounoum* et même à – 50 m au Sud-Ouest de Linguère (fig. 35). Dans cette dernière région, la profondeur de l'eau dépasse parfois 90 m !

La nappe du Ferlo semble être alimentée uniquement sur ses bordures par les crues du fleuve. Un apport direct des eaux de pluies par la surface n'est guère possible, à cause des conditions climatiques déjà défavorables et de la grande profondeur de la nappe. Cette

importante réserve d'eaux souterraines, qui peut donner des débits de plusieurs m³/h/m, *se serait constituée au cours du Quaternaire pendant des périodes à précipitations beaucoup plus abondantes*[1].

Les eaux de cette nappe déprimée sont peu chargées, avec un résidu sec généralement inférieur à 0,5 g/l. *Mais la salure augmente rapidement en bordure du lac de Guier et de la basse vallée du Sénégal jusqu'à la hauteur de Podor*, dépassant 5 g/l (fig. 35). Les teneurs élevées en chlorure de sodium[2] semblent indiquer l'existence d'eaux marines fossiles qui se diluent peu à peu, tout comme celles de la vallée du Bounoum[3]. Notons que les études hydrogéologiques dans la vallée inférieure du fleuve près de Bogué « ont montré la présence, dans certains secteurs, d'eaux phréatiques fortement minéralisées ; dans l'un des puits l'eau a une minéralisation de 29 000 micromhos, voisine de celle de la mer » (J. H. DURAND, 1965, p. 1289). Comment expliquer ces « anomalies » ? Ne sont-elles pas indicatives d'une occupation de la basse vallée du Sénégal jusque vers Bogué et du sillon lac de Guier–Bounoum par des golfes marins lors d'une transgression du Quaternaire récent ?

Dans la *région de Louga*, les eaux souterraines présentent une disposition complexe. Selon J. DEPAGNE et H. MOUSSU (1967) c'est la seule zone au Sénégal où ont pu être distingués deux niveaux aquifères dans les « nappes superficielles ». La première nappe se situe à faible profondeur dans des dépôts quaternaires, où elle forme un ensemble assez compliqué dans le détail. Des puits plus profonds ont touché une seconde nappe dans des marnes yprésiennes. La perméabilité de ce terrain est très faible ; c'est pourquoi la teneur de l'eau en sels dissous s'élève souvent à plus de 1 g/l (fig. 35). Plus au Sud, les calcaires lutétiens constituent le gisement de cette nappe et la karstification s'y est développée.

La ***basse Gambie*** traverse les formations gréseuses du Continental terminal, qui contiennent *une importante nappe, bien alimentée grâce aux pluies abondantes*, leur hauteur annuelle s'échelonnant de 900 à 1 250 mm du Nord-Est au Sud-Ouest (fig. 10). Nous manquons de travaux hydrogéologiques pour le territoire gambien, mais *cette nappe a été étudiée en Casamance* par R. GOUZES (1961). Or la Gambie draine une partie de la Haute et Moyenne-Casamance.

Dans ces régions la nappe a une assez grande épaisseur, de l'ordre de 40 m. Le « mur » est constitué par les formations paléozoïques de la série de la Koulountou[4] à l'Est, puis par les argiles et marnes éocènes vers l'Ouest. Les débits sont relativement élevés pour des grès argileux : on a mesuré au forage de Séfa 4 m³/h/m. Ces grès contiennent des cuirasses ferrugineuses plus ou moins fissurées, de structure alvéolaire, caverneuse ou nodulaire : elles sont donc perméables en grand[5]. Il existe généralement deux ou trois niveaux de cuirasse, sauf dans les zones de partage des eaux, où ne s'en est formé qu'un seul. *Les eaux phréatiques s'écoulent de préférence dans ces cuirasses*, qui donnent des débits beaucoup plus importants de l'ordre de 20 m³/h/m[6]. L'eau est toujours très peu chargée, avec un résidu sec inférieur à 0,2 g/l ; habituellement bicarbonatée calcique, elle devient chlorurée sodique en bordure de la vallée de la Gambie et de celles de ses petits affluents. Un certain lessivage du fer se produit probablement dans les cuirasses traversées par les eaux de percolation.

Le niveau statique de cette nappe est élevé. Dans le plateau entaillé par le cours inférieur de la Koulountou, il se trouve à + 50 m. Sur la ligne de partage des eaux avec la Gambie, près de Vélingara, le niveau atteint encore 30 m. Le plateau étant plus bas, les puits sont aussi peu profonds, généralement moins de 10 m. En Moyenne-Casamance la limite des bassins-versants des eaux superficielles se situe par endroits à une vingtaine de kilomètres au Nord de celle des eaux souterraines, d'après R. GOUZES (1961) : cette différence de tracé suggère

1. Il existe, en outre, une nappe profonde dans les sables et grès du Maestrichtien. C'est une nappe artésienne, exploitée par forages, dont la profondeur varie de 200 à 300 m ; cf. J. DEPAGNE, H. MOUSSU, 1957.
2. Cf. la carte hydrochimique, *in* J. DEPAGNE, H. MOUSSU, 1967.
3. Cf. paragr. a.
4. Cf. chap. I, B 3 b.
5. P. MICHEL, 1960 c.
6. Pour le puits de l'adduction d'eau de Sédhiou ; cf. R. GOUZES, 1961, p. 14.

que le réseau de la Casamance est conquérant sur celui de la basse Gambie. Ne faut-il pas voir là l'influence d'une déformation tectonique assez récente ? En tout cas, sur la frontière de la Gambie et de la Basse-Casamance existent encore de hauts niveaux statiques[1], dépassant la cote + 20 m ; ils semblent liés à une structure anticlinale, détectée par les études géophysiques, qui a probablement rejoué au cours du Quaternaire[2].

La nappe est drainée en saison sèche par les petits affluents de la Gambie; elle soutient ainsi leurs débits d'étiage et empêche parfois leur tarissement[3]. Par contre, les crues du fleuve peuvent alimenter la nappe, principalement à la bordure septentrionale de la vallée, puisque sa surface piézométrique s'abaisse vers le Nord, en direction de la vallée morte du Saloum, où le niveau statique descend à – 20 m, d'après J. DEPAGNE et H. MOUSSU (1967, feuille SW).

Dans les dépôts du Quaternaire peuvent exister localement de *petites nappes suspendues* à un niveau proche du sol. Elles sont parfois temporaires. P. ÉLOUARD (1959) signale l'existence de telles nappes dans les interdunes des grands alignements dunaires de l'Ogol, au Nord du lac Rkiz ; elles sont exploitées par *oglat*[4]. Les terrasses marines à niveaux de coquillages du Delta du Sénégal et de l'Aftout es Saheli contiennent des lentilles d'eau douce, en équilibre avec l'eau salée. Il en est de même pour les dunes littorales vives ou semi-fixées, qui frangent ces régions.

d. Les eaux dans les formations paléozoïques et antécambriennes

Celles-ci sont constituées principalement de roches plus ou moins imperméables. *Les nappes phréatiques sont donc peu importantes et très localisées; elles se situent le plus souvent dans les niveaux superficiels d'altération et de colluvionnement ou dans les alluvions des lits majeurs de cours d'eau.* Cependant, la présence parmi les formations paléozoïques de couches de dolomie et de grès quartzites, très diaclasés, a permis la formation de nappes plus étendues dans certaines régions. Elles se trouvent surtout dans les plateaux dominant les bas pays.

Parmi ces ensembles de **plateaux** constitués par les séries tabulaires du Paléozoïque, celui de ***Assaba*** est le mieux connu en ce qui concerne l'hydrogéologie. *Les eaux s'infiltrent dans les niveaux supérieurs de grès quartzites diaclasés.* Les grès inférieurs mauves, à passées pélitiques, forment le mur de la nappe. A cause du léger pendage général des couches vers l'Ouest, *les sources sont plus nombreuses et plus abondantes le long du rebord occidental* qu'au rebord oriental du massif. Certaines d'entre elles ont un débit de 2 m³/h d'après les études de R. GOUZES (1962 b). Le niveau de dolomie du Cambrien inférieur, se situant à la base du plateau[5], peut contenir une nappe karstique. Ainsi s'expliquerait, selon Ch. TOUPET (1966), l'abondance de la source de Sanbangoma dans la vallée de l'oued Tektaka, une des branches supérieures de l'oued Gharfa, à l'extrémité sud-est du massif, où on a mesuré un débit de 150 m³/h. Sur le plateau même se produisent *des sous-écoulements dans les alluvions sableuses des principaux oueds.* Ils alimentent parfois des *gueltas,* mares souvent permanentes remplissant les vasques creusées dans les rochers au bas d'une rupture de pente ; ces *gueltas* sont partiellement protégées contre l'intense évaporation par l'ombre des hautes murailles de grès.

Les eaux souterraines du ***Plateau Mandingue*** et du ***Fouta Djalon*** n'ont pas encore fait l'objet d'études, mise à part celle de C. BENSE (1960) sur les environs de Kita. Les habitants de cette ville du Plateau Mandingue septentrional exploitent la nappe phréatique, qui circule à la base des produits d'altération ou de colluvionnement. Le pH des eaux est généralement acide (5,5) ; « seuls les puits qui ont rencontré la dolérite ont des pH plus élevés (6,5 et 7) ». Leur résidu sec est faible, variant de 32 à 260 mg/l.

1. Signalés par M. DÉFOSSEZ, P. ELOUARD, A. VERDONI, 1959.
2. P. MICHEL, 1960 c.
3. Cf. paragr. 1 c.
4. Nom maure désignant une série de petits puits.
5. 1re partie, chap. I, B 2 a.

Les *hauts bowé*, très étendus dans le Plateau Mandingue méridional, ainsi que dans les régions de Dongol Sigon et de Tougué au Fouta Djalon oriental (pl. I), *renferment toujours des nappes phréatiques bien alimentées ;* les cuirasses, épaisses et perméables en grand, recouvrent des altérites meubles, plus ou moins perméables en petit, reposant sur la roche saine imperméable. *De nombreuses sources jalonnent les rebords de ces plateaux et donnent naissance à un chevelu dense de marigots.* D'autre part, les grands versants à corniche de dolérites ou de grès quartzites sont couverts d'*éboulis* de taille très variable, pouvant former des cônes à la base des escarpements ; ceux-ci constituent d'excellentes roches-magasin d'où suintent les eaux en toute saison. Ainsi les sources sont très nombreuses dans les hauts massifs du Fouta Djalon central. A. CHEVALIER (1909, p. 255) a donné pour la région de Dalaba les indications suivantes : « Sur un carré de 100 ha de superficie, nous en avons relevé huit, qui débitent chacune 10 à 20 l par minute et qui coulent toute l'année au dire des indigènes. » Le long de la « falaise » de Tambaoura et du rebord des contreforts septentrionaux du Fouta Djalon, les éboulis de grès quartzites et dolérites retiennent aussi l'eau ruisselée sur les roches imperméables sous-jacentes. *Des sources surgissent au milieu des éboulis à certaines ruptures de pente ;* on y a mesuré entre décembre et avril des débits allant d'une vingtaine de l/h au m³/h. Ces sources peuvent cependant être alimentées aussi par des nappes locales profondes correspondant à des niveaux perméables dans les grès.

Nous avons vu[1] que les **bas pays** au pied de ces escarpements ont été *creusés, soit dans les formations du socle antécambrien, soit dans les couches plissées du Paléozoïque.* Au-dessus des surfaces planes ou mollement ondulées s'élèvent, par place, quelques inselbergs ou crêtes appalachiennes. Les roches sont souvent masquées par des cuirasses ferrugineuses et des colluvions dans les régions méridionales, mais elles affleurent de plus en plus en allant vers le Nord. Jusqu'à présent ces vastes secteurs n'ont fait l'objet que de reconnaissances hydrogéologiques : L. BOURGUET (1957), A. LERMUZEAUX (1958) et R. GOUZES (1962 a) ont travaillé dans le Sud-Ouest de la Mauritanie, alors que A. MARTIN (1963), H. CAMUS et J. DEBUISSON (1964) ont parcouru le Sénégal oriental.

Bien que les principales roches soient imperméables, on observe cependant des nuances. Sur les granites, les eaux phréatiques s'accumulent uniquement dans les arènes d'altération, plus ou moins perméables. Par contre, la frange d'altération des schistes et des métabasites birrimiens, de caractère argileux[2], ne fournit que des débits très faibles. Cependant l'ouverture des plans de schistosité par tectonisation crée des réseaux de fissures où l'eau peut s'écouler localement ; la présence de filons de quartz dans les schistes favorise aussi la circulation de l'eau. Les pélites et les grès cambriens donnent, par décomposition, des sables argileux contenant peu d'eau[3]. Les dolérites fortement diaclasées permettent la percolation de l'eau et peuvent former réservoir. Selon A. MARTIN (1963, p. 21), l'existence de sources plus ou moins pérennes à leur base confirmerait cette hypothèse. L'eau suinte au toit des pélites ou des schistes[4].

Dans les régions méridionales, à climat sud-soudanien[5], ***les eaux s'infiltrent dans les cuirasses*** *et circulent à faible profondeur.* Avec H. CAMUS et J. DEBUISSON (1964, p. 91) on peut y distinguer :

— d'une part, une percolation lente dans l'épaisseur des terrains altérés, avec constitution à des niveaux variés de nappes locales dans les horizons plus perméables[6] ;
— d'autre part, un écoulement latéral « rapide » dans la cuirasse et la carapace[7] vers les axes de drainage que constituent les marigots, auxquels il fournit un appoint pendant la crue.

1. Cf. Introduction, A 2 et chap. I, A et B.
2. Cf. 2e partie, chap. I, B.
3. Les débits que l'on peut obtenir dans ces terrains ne sont jamais supérieurs à 10 m³/jour, d'après H. CAMUS, J. DEBUISSON, 1964, p. 11.
4. Cf. la coupe du massif de Bandafassi, fig. 62.
5. Cf. paragr. A.
6. Cf. les coupes des glacis de Tinkoto, 4e partie, chap. I, A 1.
7. Ces deux termes seront définis ultérieurement : 2e partie, chap. II, B.

Cet écoulement souterrain donne naissance à des résurgences en bordure des glacis cuirassés. Il joue un grand rôle géomorphologique, comme nous le verrons par la suite[1], en favorisant l'altération des roches saines imperméables et en faisant reculer la cuirasse par éboulements. H. CAMUS et J. DEBUISSON (1964) ont mesuré en saison sèche dans divers puits et à des sources, alimentés par ce sous-écoulement, des débits variant de 20 l/h à 625 l/h. Ces nappes locales fournissent souvent un appoint aux marigots après la décrue et leur permettent de conserver de l'eau jusqu'en mars-avril.

Les *analyses d'échantillons d'eau*, récoltés pendant les tournées hydrogéologiques au Sénégal oriental, donnent des indications intéressantes[2]. Les teneurs en solution et les pH varient selon la nature des roches. Les eaux des arènes granitiques sont faiblement chargées en sel ; leurs pH sont généralement acides, puis évoluent vers la basicité. Les alcalins dominent sur les alcalino-terreux. Les eaux des écoulements sous glacis cuirassés présentent les mêmes caractères que celles des arènes granitiques, « avec des valeurs de résidu sec moins accusées, conséquence de la circulation rapide dans la cuirasse » (p. 118). Les eaux des roches basiques ont des pH de 7,4 à 8,2. Leur minéralisation est plus importante que celle des arènes granitiques et les alcalino-terreux prédominent. J. WACKERMANN (1967) a analysé une quinzaine d'échantillons d'eaux phréatiques prélevés dans les niveaux d'altération des métabasites de la région de Kanéméré-Mamakono ; voici les résultats :

SiO_2	35	à	108	mg/l
Na	7,8	à	83	—
Ca	16	à	92	—
Mg	8,5	à	115	—

Les eaux des schistes sont généralement plus chargées, à cause de la circulation plus lente et des surfaces de contact entre l'eau et la roche beaucoup plus développées ; leurs résidus secs dépassent quelquefois 700 mg/l. Les pH, mesurés en saison sèche, oscillent entre 7,5 et 8 et les alcalino-terreux prédomient, comme pour les eaux des roches basiques.

Les alluvions plus ou moins perméables des marigots contiennent une nappe, alimentée par les crues, dont l'importance est fonction de l'épaisseur et de l'étendue des dépôts. La circulation de l'eau dépend de la granulométrie des alluvions. A. MARTIN (1963, p. 35) signale que « les meilleurs débits ont été observés au niveau de la couche de graviers, qui constituent un drain naturel ». Il s'agit des « graviers sous berge » apparaissant aux basses eaux et recouverts de dépôts plus fins. Cette couche discontinue de galets emplit les anciennes entailles des principales branches du réseau hydrographique ; elle est visible en de nombreux endroits sur la moyenne Gambie, la Falémé et leurs affluents[3]. *Les « graviers sous berge » présentent un intérêt hydrogéologique considérable dans les régions septentrionales, plus sèches.* Ils jalonnent les lits mineurs des petits oueds de la région de Sélibabi[4] et ceux du Gorgol et de ses affluents[5]. Vers l'aval, les dépôts graveleux sont masqués par des alluvions sableuses plus récentes. Dans ces underflows les minéralisations sont assez importantes, à cause de la forte évaporation qui s'exerce sur eux ; ainsi on a mesuré des teneurs de 500 à 700 mg/l dans la région de Bakel[6].

La répartition des eaux phréatiques à faible profondeur joue un rôle important dans la morphogenèse en guidant l'altération chimique des roches[7]. Elle influe aussi sur la nature et la densité du peuplement végétal. Celui-ci dépend, bien sûr, des conditions climatiques, mais aussi de facteurs hydrologiques, *sensu lato*, et géomorphologiques.

1. Cf. 2e partie, chap. I, B et chap. II, C.
2. Cf. H. CAMUS, J. DEBUISSON, 1964, p. 117-121 et tableaux *in fine*.
3. P. MICHEL, 1959 a, 1963 b ; cf. 5e partie, chap. I A.
4. P. MICHEL, 1960 b.
5. L. BOURGUET, 1957 ; R. GOUZES, 1962 a.
6. H. CAMUS, J. DEBUISSON, 1964.
7. Cf. 2e partie, chap. I, B.

C. LE COUVERT VÉGÉTAL

Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie appartiennent, du point de vue phytogéographique, à l'empire floral paléotropical. Celui-ci est subdivisé en plusieurs « régions », dont les deux plus importantes sont : la région soudano-angolane et la région guinéo-congolaise. La majeure partie des deux bassins-versants se situe dans la première région ; la seconde n'apparaît qu'à leurs extrémités méridionales.

La physionomie des formations végétales se modifie d'une façon globale en allant *du Sud vers le Nord : la forêt s'éclaircit et passe à des peuplements aux espèces ligneuses de plus en plus petites et plus espacées, savane ou steppe arborée et arbustive.* Nous utilisons pour décrire ces types de végétation la terminologie recommandée par la conférence qui s'est tenue à Yangambi en 1956[1].

La nature et la densité du couvert végétal jouent un grand rôle dans la morphogenèse. L'action des racines se manifeste, évidemment, au cours de la décomposition des roches par altération biochimique. Mais les racines des plantes ligneuses interviennent souvent aussi dans le processus de fragmentation mécanique ; elles s'insinuent dans les diaclases des grès compacts ou des dolérites et dans les fissures et alvéoles des niveaux de cuirasse[2]. Il est bien connu que la végétation forme écran pour protéger le sol contre l'impact des gouttes de pluie et les variations de température et d'humidité[3]. L'efficacité de cet écran est surtout fonction de l'ampleur de la ramure des arbres, de l'importance du feuillage et de la grandeur des feuilles ; celles-ci sont souvent vernissées dans les régions sèches, favorisant ainsi l'écoulement des gouttes d'eau. Un autre facteur intervient : la durée annuelle du feuillage, qui réduit à la fois l'insolation au sol et la déflation éolienne par son action de brise-vent. Toutes les plantes ligneuses, sauf *Acacia albida*, se couvrent de feuilles en saison des pluies et les perdent ensuite ; leur rôle protecteur ne dure donc que de quatre à sept mois par an, à l'exception de la forêt humide où le renouvellement des feuilles est constant.

La densité du peuplement est un facteur primordial, qui oriente, d'une façon à la fois qualitative et quantitative, le façonnement du relief. *Ainsi la discontinuité du tapis végétal dans les régions sèches permet la déflation éolienne et le ruissellement diffus au cours des grosses pluies.* Ces deux mécanismes d'érosion emportent des pellicules de terre et déchaussent les plantes sur 5 à 10 cm ; cependant la plante peut se maintenir grâce à sa racine-pivot. Les oueds sapent facilement leurs berges et déchaussent les arbustes. Dans les régions très arrosées, par contre, une forêt-galerie dense colonise les rives des cours d'eau et empêche toute érosion latérale lors des crues. Enfin *l'action de l'homme* sur la couverture végétale se marque dans l'évolution actuelle du modelé. L'érosion mécanique par ruissellement, ravinement ou déflation éolienne se manifeste avec une vigueur beaucoup plus grande sur les terres cultivées ou en friches, qu'en milieu naturel.

La végétation se répartit d'abord par grandes zones. A l'intérieur des zones interviennent souvent des facteurs régionaux et locaux, édaphiques, hydriques ou topographiques, pour déterminer à la fois la composition floristique et la densité du tapis végétal[4]. Mais les peuplements le long des vallées alluviales, inondées par les crues, sur le bord des estuaires et à l'arrière du littoral présentent un caractère nettement azonal.

1. Cf. J. TROCHAIN, 1956. Les types de végétation, définis à Yangambi et étudiés depuis lors par un certain nombre de spécialistes, ont été représentés par une série de coupes schématiques dans un compte rendu de synthèse établi par Th. MONOD, 1963 a.
2. Cf. 2e partie, chap. II, C 2.
3. Le Centre de recherches agronomiques de Bambey procède depuis 1966 à des mesures de microclimatologie sous des peuplements d'*Acacia albida* (I.R.A.T., s.d.). Elles montrent notamment que la violence de l'averse est brisée par le branchage de l'arbre et indiquent une réduction des maxima de température, une augmentation des minima, un accroissement de l'humidité relative de l'air et une meilleure conservation de l'humidité du sol entre 0 et 1,20 m sous l'acacia en fin d'hivernage.
4. Cette diversité apparaît nettement sur les cartes de végétation au 1/100 000 de G. ROBERTY, 1964.

1. LES FORMATIONS ZONALES

Les grandes unités de la couverture végétale correspondent aux zones climatiques. A cause de la faiblesse du relief, le facteur altitude ne joue qu'un rôle très secondaire et n'intervient vraiment que dans les parties montagneuses des hauts bassins, Fouta Djalon et Plateau Mandingue méridional, où les hauteurs dépassent 600 m (pl. I).

A. CHEVALIER (1911, 1938) et A. AUBRÉVILLE (1938, 1949) ont défini les grandes *zones phytogéographiques d'Afrique occidentale.* La zone sahélienne se caractérise par la steppe arbustive ou arborée à épineux, la zone soudanienne par la savane boisée, que l'on qualifie parfois de brousse-parc. En zone guinéenne se développe la forêt, mais elle est souvent dégradée par l'intervention humaine ; c'est pourquoi A. CHEVALIER (1938) a désigné les paysages végétaux de cette zone du nom de savanes forestières. Des auteurs allemands, comme W. KOOPS (1935), ont distingué du Nord au Sud les types suivants de *Landschaftsgürtel : Dornbuschsteppe, Trockensteppe, Feuchtsteppe ;* cette dernière correspondrait à la zone guinéenne.

Le passage d'une formation à l'autre n'est pas brutal mais s'effectue par transitions, qui se marquent aussi bien dans la composition floristique que dans la densité du peuplement. Ces transitions sont bien rendues par la terminologie de J. TROCHAIN (1940), que les botanistes francophones travaillant en Afrique occidentale utilisent couramment. Ainsi le domaine sahélien se divise en secteurs sahélo-saharien et sahélo-soudanien ; le domaine soudanien en secteurs soudano-sahélien et soudano-guinéen ; quant au domaine guinéen, il s'adjoint un domaine subguinéen, englobant vers le Nord la région des niayes.

a. Les steppes sahéliennes

Ce sont des formations herbeuses ouvertes, mêlées de plantes ligneuses parmi lesquelles prédominent les épineux (fig. 36). Les graminées vivaces, largement espacées, n'atteignent généralement pas une hauteur de 0,80 m ; les plantes annuelles sont abondantes entre les plantes vivaces[1]. Le facteur le plus contraignant dans le Sahel est la longueur de la saison sèche, d'une durée de 9 à 10 mois[2]. Dès la première pluie le paysage prend un aspect verdoyant : dunes, collines ou regs se couvrent d'une herbe tendre qui évoque les prairies des pays tempérés. Mais cette végétation fugace se maintient difficilement en raison de l'irrégularité des précipitations. Dès le mois d'octobre le tapis herbacé jaunit, sauf en quelques endroits privilégiés (bas-fonds humides), et disparaît progressivement. Les plantes vivaces doivent affronter alors les rigueurs de la saison sèche.

Le feuillage des arbres, arbustes et buissons est très réduit, *laissant le sol exposé à l'insolation.* Souvent les parties souterraines des plantes sont plus développées que les parties aériennes, d'où l'existence d'espaces nus. En saison sèche, le taux moyen de couverture s'abaisse à 75-80 %[3]. Mais la composition, la densité et la physionomie de ce peuplement végétal présentent des variantes à l'échelle régionale et locale selon que le terrain est sablonneux ou rocailleux. Ainsi, nous examinerons d'abord la végétation des anciens ergs du Trarza, Brakna, Karakoro et du Cayor, puis celle des régions de plateaux et glacis, Ferlo septentrional, Assaba et Gorgol.

Les ***grandes dunes longitudinales du Trarza et du Brakna*** portent une steppe à acacias. Les arbres sont généralement espacés et rabougris sur les sommets des dunes, alors que dans les interdunes on trouve des peuplements plus denses et de taille plus grande. *Acacia raddiana* est l'espèce la plus caractéristique et la plus commune de ce paysage ; cet arbre se reconnaît aisément grâce à son port en forme de parasol. D'autres épineux voisinent avec

1. J. TROCHAIN, 1956 ; notons que certains auteurs qualifient cette végétation de savane, en considérant que l'ensemble des plantes, vivaces et annuelles, forment au cours de la saison des pluies un tapis herbacé à peu près continu.
2. Cf. paragr. A, 3 a et 5.
3. D'après J. TRICART, A. CAILLEUX, 1960, p. 37.

lui, tel le gommier *(Acacia senegal)* et le *soump (Balanites aegyptiaca)*, muni d'épines très longues. La hauteur des arbres et arbustes varie de 2 à 6 m. Les buissons d'euphorbes *(Euphorbia balsamifera)* sont fréquents, surtout dans le Trarza occidental. Ailleurs poussent *Leptadenia pyrotechnica* et *Ziziphus mauritiana*. Le tapis herbacé est constitué surtout de *Panicum turgidum*, d'*Aristida longiflora* et de *Borreria radiata*[1]. Quelques baobabs *(Adansonia digitata)* s'avancent jusque dans ces régions sèches ; on en rencontre notamment au Nord du lac Rkiz sur les dépôts calcaires de l'Aftout ech Chergui (feuille Dagana), cette grande dépression qui traverse le Trarza oriental. Sur les grands cordons dunaires du Brakna à l'Ouest du lac de Mal[2], les peuplements se répartissent en fonction du modelé : au sommet on trouve surtout des buissons de *Leptadenia pyrotechnica;* sur les flancs poussent *Acacia raddiana* et *Boscia senegalensis*, en bosquets ; au pied s'étire une frange à *Combretum*, *Bauhinia* et *Ziziphus*[3].

Les *dunes du Karakoro*, s'allongeant à l'Est du plateau de l'Assaba, sont aussi vêtues d'une steppe arborée. Seuls quelques arbustes et arbrisseaux résistent à la force du vent sur les crêtes dunaires dans la moitié septentrionale du massif. Sur les flancs des dunes et dans les interdunes, des *Acacia raddiana* élèvent leur branchage pour donner un peu d'ombre. Dans la partie méridionale, moins sèche, apparaissent les combrétacées ; *Combretum glutinosum* devient l'espèce dominante[4].

Dans les ***ergs situés plus au Sud***, comme ceux du Cayor et du Ferlo occidental, le modelé dunaire est souvent très émoussé. Le couvert végétal s'y répartit d'une façon beaucoup plus uniforme (fig. 36). Le peuplement d'espèces ligneuses et herbacées devient plus dense ; certains arbres atteignent une hauteur de 8 à 12 m. Les associations végétales y présentent une richesse plus grande et comprennent un pourcentage plus élevé de feuillus. Ainsi, sur les terrains mollement ondulés du Ferlo sablonneux, la strate arborée comprend, outre *Acacia raddiana*, *Acacia senegal* et *Balanites aegyptiaca*, d'autres espèces sahéliennes comme *Commiphora africana* ou sahélo-soudaniennes, tels *Combretum glutinosum* ou *Sclerocarya birrea* (fig. 36). Dans la strate arbustive, notons l'abondance de *Boscia senegalensis*, *Dalbergia melanoxylon* et *Grewia bicolor*, qui prospère souvent sur des termitières[5]. Le tapis herbacé se compose surtout de *Schoenefeldia gracilis*, *Aristida mutabilis* et *Eragrostis tremula*, avec quelques touffes d'*Andropogon gayanus*. D'autres espèces apparaissent sur les sols plus argileux, notamment le *sourour (Acacia seyal)* reconnaissable à son tronc de couleur jaune orangé.

Sur l'ancien erg du Cayor, la couverture végétale naturelle est des plus réduites à cause de la mise en culture depuis des temps assez anciens. La flore ligneuse a été presque totalement détruite. Parmi les arbres respectés, deux acacias constituent l'élément physionomique prépondérant du paysage : ce sont *Acacia raddiana et Acacia albida*. Le premier domine dans la partie septentrionale, alors que le second abonde surtout dans la partie méridionale parce que protégé, voire propagé par les cultivateurs[6]. On y trouve, en outre, à l'état isolé des baobabs, tamariniers *(Tamarindus indica)*, figuiers, *soump* et pommiers du Cayor *(Parinari macrophylla);* cette dernière plante, aux larges feuilles grisâtres, pousse surtout dans les endroits où se manifestent encore les influences maritimes. Les terres en jachères sont envahies par des buissons de *nguer (Guiera senegalensis)*. Les friches favorisent aussi le développement de certaines herbes, notamment de *Cenchrus biflorus*, l'irritant *cram-cram* aux piquants tenaces qui rendent la marche pénible.

Le peuplement végétal devient souvent très discontinu sur les ***plateaux rocailleux.*** Les facteurs édaphiques y jouent un grand rôle. *Les bas plateaux du Ferlo oriental*, où les grès argileux cuirassés ne sont couverts que d'une mince couche de gravillons ferrugineux et de sable, se caractérisent par la présence du groupe écologique à *Pterocarpus lucens* (de la famille

1. J. G. ADAM, 1962, p. 106, observation n° 127.
2. Cf. paragr. B 1 b.
3. Selon M. GAVAUD, 1960.
4. Ch. TOUPET, 1966, p. 125.
5. Cf. les relevés de flores, *in* P. MICHEL, A. NAEGELÉ, Ch. TOUPET, 1969.
6. On lira à ce sujet, avec grand profit, les études de P. PÉLISSIER, 1966.

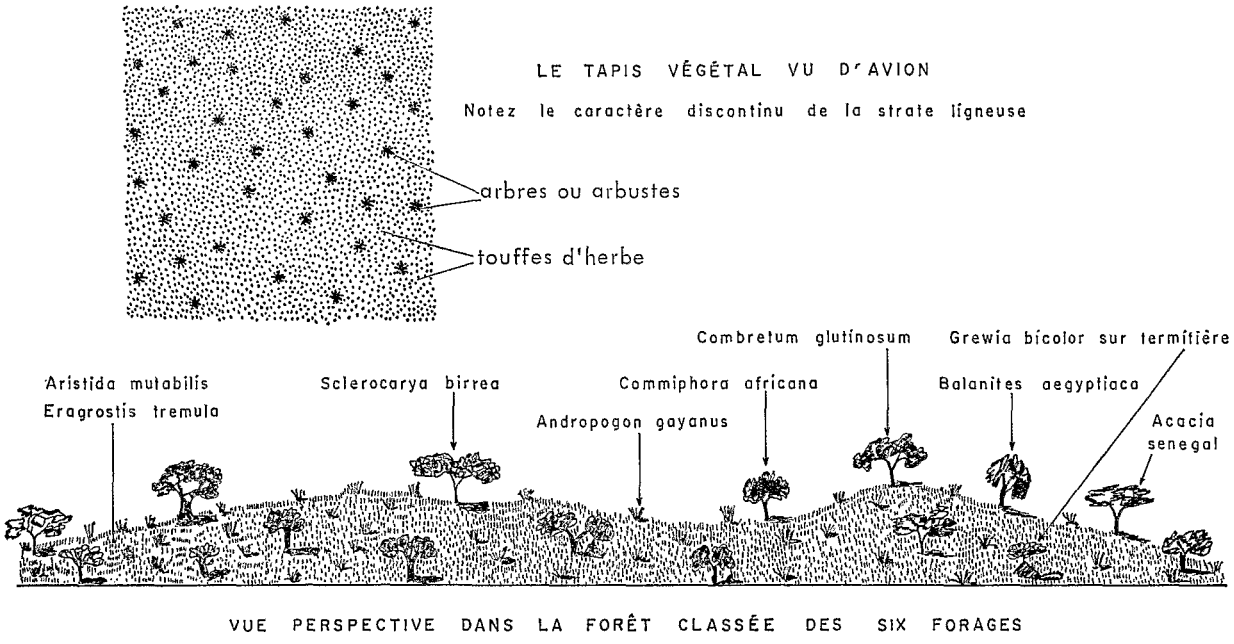


FIG. 36. — Physionomie générale de la végétation du Ferlo sablonneux, selon A. NAEGELÉ.

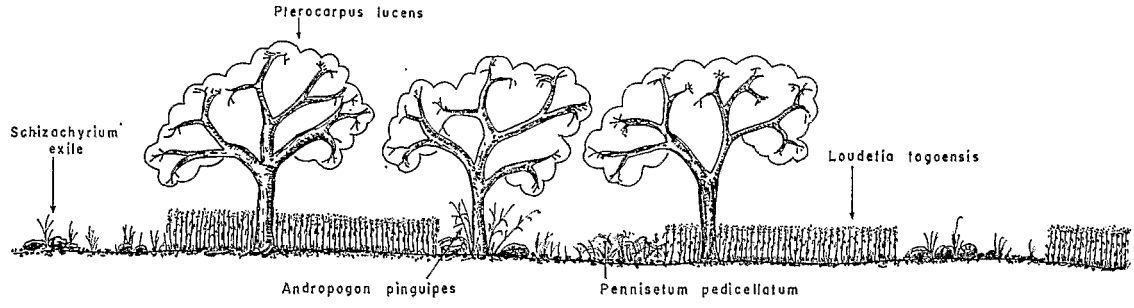
des Papilionacées) avec un tapis herbacé à *Loudetia togoensis*, qui est une graminée (fig. 37 A). « Cet arbre au port tortueux et au branchage brunâtre, déconcertant par les conditions édaphiques qu'il supporte »[1], forme des peuplements continus. Quelques autres espèces ligneuses s'y associent localement, telles *Combretum micranthum*, *Combretum nigricans* et *Adenium obesum*[2]. La strate herbacée comprend quelquefois encore d'autres graminées, notamment *Andropogon pinguipes*, *Pennisetum pedicellatum* et *Schizachyrium exile* (fig. 37 A). On y observe aussi quelques plantes charnues, comme *Cissus quadrangularis* (liane, appelée vigne de Bakel). En bordure de la vallée du Sénégal, dans la région de Matam, les collines couvertes d'éboulis de cuirasse ferrugineuse portent un peuplement monophytique à *Pterocarpus lucens* et *Schizachyrium exile* (fig. 37 B).

La végétation de l'***Assaba*** (pl. I) a été étudiée d'une façon minutieuse par le géographe Ch. TOUPET (1966), qui a montré toute l'importance des conditions écologiques dans ces massifs gréseux en milieu sahélien. La profonde entaille des plateaux diaclasés par le réseau hydrographique a multiplié (p. 110) « les variétés de substrat (éboulis, alluvions sableuses) et favorisé la présence de l'eau (sources, *gueltas*, nappes locales, ruissellement) »[3]. La diversité des sites entraîne des modifications considérables dans la composition floristique et dans la densité du peuplement. En outre, la topographie accidentée engendre des microclimats propices à la survivance d'espèces qui ne supportent pas les rigueurs du climat sahélien.

Deux types d'associations végétales se partagent le massif. Dans la partie nord se développe une steppe à épineux : *Acacia raddiana* domine sur les sols sablonneux, *Acacia flava* sur les terrains rocheux. La partie sud est colonisée par une steppe à *Combretum glutinosum*, accompagné de tout un cortège d'autres espèces ligneuses[4]. La plupart des plateaux connaissent un ensablement d'une épaisseur de quelques centimètres à un ou deux mètres. C'est sur ce dépôt de sable que s'épanouit la steppe. A la passe de Soufa, par exemple, le peuplement

1. P. PÉLISSIER, 1966, p. 80.
2. Cet arbuste, communément appelé le petit baobab du chacal, se distingue aisément grâce à son tronc épais et à ses petites fleurs roses qui apparaissent pendant la saison sèche.
3. Cf. paragr. B 2 d.
4. Cf. Ch. TOUPET, 1966, p. 112.

A — Groupe écologique à *Pterocarpus lucens* et *Loudetia togoensis* sur sols gravillonnaires dans la région de Yaré Lao



B — Groupe écologique à *Pterocarpus lucens* et *Schizachyrium exile* des collines gréso-ferrugineuses des environs d'Ouro Sogui

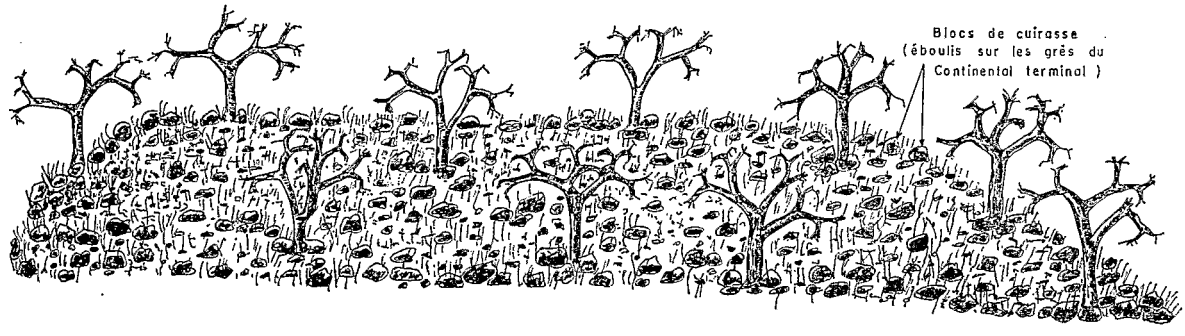


FIG. 37. — Représentation schématique de la végétation du Ferlo des cuirasses, d'après A. NAEGELÉ.

ligneux comprend des arbres : *Combretum glutinosum*, très abondant, *Balanites aegyptiaca*, *Sclerocarya birrea*, *Sterculia setigera*, auxquels se mêlent des arbustes : *Grewia bicolor* et *Boscia senegalensis;* la strate herbacée se compose surtout de *Schoenefeldia gracilis*, *Borreria radiata* et *Latipes senegalensis*. Les plantes ligneuses s'espacent de plus en plus vers le Nord[1]. Les eaux ruisselées sur les versants imbibent les dépôts sableux des dépressions intérieures et permettent la formation de véritables savanes à *Andropogon gayanus* et *Hyparrhenia dissoluta*. Les grands versants multiplient aussi les sites favorables au maintien d'espèces végétales. A la base des corniches, où suintent les eaux infiltrées sur le plateau[2], s'installent de beaux *Ficus;* de nombreux arbustes, tels *Combretum micranthum*, poussent à l'abri des gros blocs éboulés. Sur le bas-versant, couvert généralement d'éboulis de taille plus petite, on retrouve le peuplement végétal des plaines environnantes.

Les *sources*, qui jalonnent notamment le rebord occidental de l'Assaba, se marquent dans ce paysage austère par l'exubérance de la végétation ; comprenant de nombreuses espèces hygrophiles, elle forme des *taches de verdure* lorsque tout est grillé par la sécheresse. Les vasques d'eau sont souvent bordées d'une typhaie *(Typha elephantina)*. Quelques beaux arbres soudanais, comme le tamarinier *(Tamarindus indica)* se dressent à proximité des sources[3]. Un rideau d'arbres colonise souvent les berges des cours d'eau temporaires, qui nourrissent un certain sous-écoulement dans les alluvions sableuses. Ainsi les oueds à l'intérieur du plateau sont bordés d'*Acacia seyal*, auquel s'ajoutent quelques autres espèces, dont le baobab. Dans

1. Au Sud du 16e parallèle, les distances entre les arbres et les arbustes n'excèdent pas 10 m ; vers le 17e parallèle, la distance moyenne entre les troncs est de l'ordre de la cinquantaine de mètres, selon Ch. TOUPET, 1966, p. 116.
2. Cf. 2e partie, chap. I, A 2 et fig. 43.
3. Cf. Ch. TOUPET, 1966, p. 120-123.

les dépressions inondées par les crues, au débouché du plateau, se presse un peuplement dense et exclusif d'*Acacia nilotica;* ce sont les tamourt, caractéristiques de la zone sahélienne.

Sur le ***modelé de glacis et inselbergs*** des bassins-versants du Gorgol et de l'oued Savalel, le couvert végétal se distribue surtout en fonction des ressources locales en eau, elles-mêmes dépendantes de la nature du terrain et de la topographie. « Cette sujétion se traduit dans le paysage par l'aspect contracté des formations ligneuses qui se disposent soit perpendiculaires aux lignes de ruissellement, ou parallèles aux canaux d'écoulement, soit en îlots dans les zones à submersions temporaires. On observe ainsi des successions topographiques très nettes »[1].

Les collines caillouteuses portent un peuplement, quelquefois assez dense, d'*Acacia flava* avec un tapis herbacé d'*Aristida funiculata.* Sur les vastes glacis, au sol sablo-argileux parsemé de cailloux (reg), la végétation ligneuse est très clairsemée et le tapis herbacé très discontinu, laissant apparaître la terre desséchée par vastes plaques. Des rubans sinueux d'arbres et d'arbustes soulignent le chevelu hydrographique dense et hiérarchisé qui parcourt les immenses platitudes à soubassement schisteux. Sur les terrains inondés régulièrement poussent des *Acacia nilotica* et des touffes de vétiver *(Vetiveria nigritana).* Les paysages présentent les mêmes aspects vers le Sud, dans le bassin de l'oued Gharfa, mais l'abondance de feuillus et la hauteur plus grande des herbes annoncent le domaine soudanien.

b. Les savanes soudaniennes

Ces tapis continus de hautes herbes comportent généralement des strates arborées et arbustives importantes. Voici comment J. Richard-Molard a décrit dans son carnet de route le couvert végétal entre Tambacounda et Youkounkoun lors de son premier contact avec l'Afrique tropicale en janvier 1942[2] : « La piste graveleuse de nodules latéritiques s'enfonce à travers la savane. La brousse de la plaine sénégalaise, à perte de vue, donne l'impression d'une forêt. Assez claire, il est vrai. Mais les arbres y atteignent couramment 20 m ou plus. En dessous, un étage de taillis de 8 à 12 m fait penser à un bois de petits chênes de chez nous. Les touffes de bambous au feuillage très blanc parfaitement desséché se détachent sur la verdure vive des arbres. Au sol parfois, la tapis ocre des « herbes à éléphants », graminée typique de la savane. »

Le ***boisement***, parfois touffu, comprend de nombreuses espèces, dont les plus courantes semblent être au Sénégal oriental, *Gardenia erubescens, Lonchocarpus laxiflorus, Sterculia setigera,* arbre au tronc blanc et lisse qui le fait ressembler à un platane. Au-dessus de ce peuplement monotone s'élèvent quelques grands arbres aux troncs tourmentés avec des cimes d'un feuillage léger, le *néré (Parkia biglobosa),* le kapokier *(Bombax costatum),* le tamarinier *(Tamarindus indica),* le *vèn (Pterocarpus erinaceus)* et le *santan (Daniellia oliveri);* de-ci de-là se dresse le fût massif d'un caïlcedrat *(Khaya senegalensis)*[3]. Le baobab *(Adansonia digitata)* et le fromager *(Ceiba pentandra)* prospèrent surtout sur les terrains défrichés. Dans la ***strate arbustive*** domine largement *Combretum glutinosum,* « espèce étonnamment grégaire et conquérante, tantôt sous forme de buissons, tantôt sous celle de taillis arbustifs atteignant 4 à 5 mètres de haut »[4]. Les bambous *(Oxytenanthera abyssinica)* poussent sur les versants des collines et des plateaux (fig. 38 a). Notons encore la présence d'*Euphorbia sudanica,* espèce assez rare mais caractéristique du domaine soudanien. La ***strate herbacée*** est constituée surtout de graminées et présente généralement deux étages[5] : celui des grandes herbes pouvant atteindre une hauteur de 2,50 m, parmi lesquelles domine *Andropogon gayanus*[6] ; celui des petites graminées d'une taille inférieure à 0,80 m.

1. M. Gavaud, 1960.
2. Ces passages ont été reproduits dans un article consacré à la mémoire de J. Richard-Molard, 1961, p. 9.
3. Ces deux dernières espèces apparaissent surtout dans des régions bien arrosées.
4. P. Pélissier, 1966, p. 73.
5. J. Trochain, 1956.
6. Duong-Huu-Thoi, 1950.

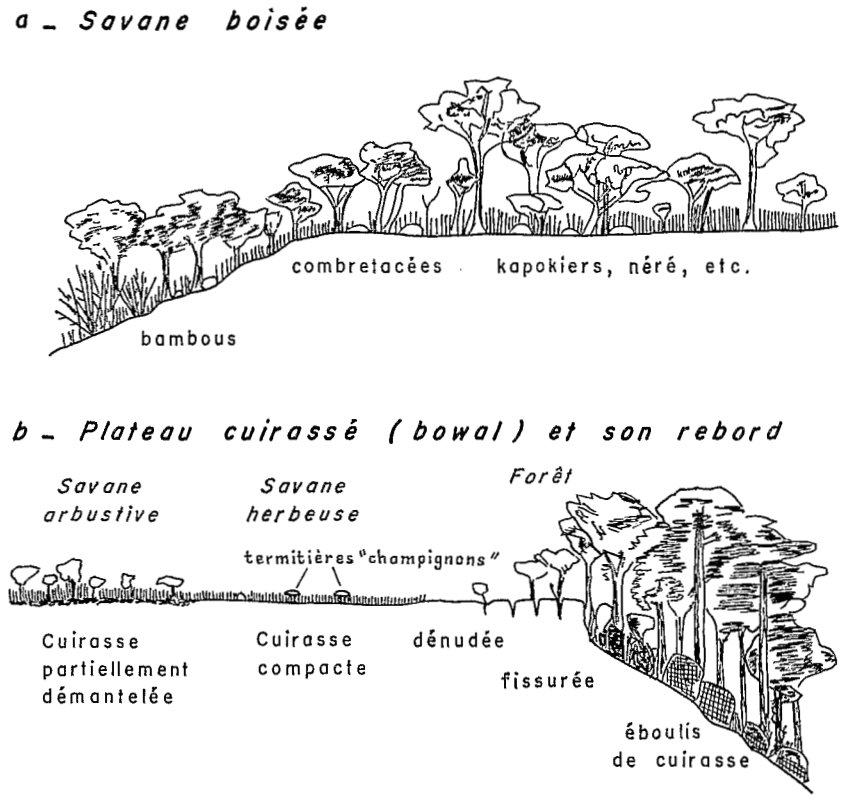


FIG. 38. — Paysages végétaux du Niokolo-Koba (Sénégal oriental), selon les coupes de J. ADAM (*in* G. ROURE, 1956).

Ce tapis herbacé plus ou moins dense se dessèche à partir de novembre et devient la proie des feux de brousse[1]. *La plupart des arbres perdent leurs feuilles en saison sèche*[2]. Mais la feuillaison commence en général quelques semaines avant la saison des pluies, probablement grâce à l'augmentation progressive de l'humidité atmosphérique (fig. 16). Les termites arboricoles sont très fréquents dans le domaine soudanien. Ils enrobent les troncs jusqu'à 3-4 m de hauteur d'un manchon de terre, couleur brun-rouge. Une fraction des éléments fins est ainsi soustraite au sol et les bois sont progressivement « termités ». Les arbres sont alors abattus

1. Cf. paragr. 3, ci-après.
2. Tous les arbres avaient perdu leurs feuilles fin avril, sauf le *néré*, le fromager et le tamarinier (selon des observations faites dans la région de Tambacounda). Notons que *Acacia albida* porte des feuilles pendant toute la saison sèche, mais les perd en hivernage.

plus aisément par les rafales de vent qui accompagnent les « tornades » du début de la saison des pluies[1].

Le peuplement ligneux est, dans l'ensemble, très uniforme ***sur les grès argileux du Continental terminal.*** Comme l'a noté très justement P. PÉLISSIER (1966, p. 79), « c'est par transitions insensibles que l'on passe dans le Ferlo central des boisements épineux du Sahel à la haute brousse où se multiplient et se régénèrent, dans des conditions climatiques qui leur sont de plus en plus favorables vers le Sud, les arbres de la forêt-parc soudanienne... ». La savane boisée, monotone, s'étend à perte de vue sur ces bas plateaux, malgré la présence d'une cuirasse ferrugineuse à faible profondeur. Le sol peu épais (20 à 50 cm) supporte de *grands arbres dont les racines horizontales s'arrêtent au niveau de l'horizon induré* et rendent le maintien de l'arbre assez fragile. Dans la région de Goudiri « ce groupement est caractérisé surtout par deux espèces dominantes : *Sterculia setigera,* dont l'écorce exfoliée périodiquement permet une résistance au feu, et *Combretum glutinosum,* à dissémination large et germinations nombreuses et rapides »[2].

Sur les formations beaucoup plus variées ***du socle birrimien et du Paléozoïque plissé et métamorphique,*** qui donnent un relief plus contrasté et des sols très diversifiés[3], *le tapis végétal se trouve être en relation étroite avec la topographie et la nature du terrain.* G. FOTIUS[4] a distingué ainsi quatre types de peuplement en fonction du modelé :

— Les *plateaux cuirassés* ne présentent qu'une végétation ligneuse très réduite — aussi bien par le nombre d'espèces que par la taille — composée essentiellement de combrétacées. Sur les rebords des cuirasses en voie de démantèlement, la végétation ligneuse se diversifie et devient dense (fig. 38 b) ; elle comprend souvent de grands arbres, tel *Daniellia oliveri.*
— La végétation des *versants à pente moyenne et forte* se caractérise par une grande diversité d'espèces et une belle venue des arbres. Leur densité, d'abord très forte, décroît nettement de haut en bas du versant.
— Les *versants à pente faible* portent une végétation ligneuse toujours assez claire (fig. 38 a), où dominent *Combretum glutinosum, Acacia dudgeoni* et *Maytenus senegalensis.*
— Dans les *bas-fonds* « la dispersion de la végétation ligneuse reflète assez bien les conditions d'engorgement. Si le milieu est asphyxique, les arbres disparaissent de la station et se cantonnent aux marges des zones dépressionnaires ; en milieu mieux drainé, ils se disséminent en fonction de leurs tolérances écologiques respectives ».

Les sols et plus particulièrement la nature de leur fraction argileuse influencent aussi la composition et la densité du couvert végétal. Selon B. KALOGA (1966), la végétation des sols kaoliniques est généralement une savane arborée à *Pterocarpus erinaceus* avec *Bombax costatum, Sterculia setigera* et *Anogeissus leiocarpus,* qui forme parfois, en peuplements purs, des forêts sèches assez denses. Lorsqu'elle a été très dégradée, la savane arborée fait place à une savane arbustive ou arborescente à *Combretum sp.,* avec *Terminalia glaucescens* et *Gardenia sp. Les bambous constituent par endroits des peuplements denses ;* ils sont plus fréquents sur les terrains du Paléozoïque que sur le Continental terminal. La végétation des sols à montmorillonite est fréquemment arbustive ; aux combrétacées s'associent alors d'autres espèces, notamment *Entada africana, Bauhinia sp., Ziziphus sp.* et *Pterocarpus lucens.* Les sols halomorphes[5] portent une savane arbustive assez dense à *Acacia seyal* avec quelques *Pterocarpus erinaceus, Balanites aegyptiaca* et *Combretum sp.* Quand elle est dégradée, cette formation arbustive à *Acacia seyal* se trouve souvent réduite à de rares bosquets avec un tapis herbacé discontinu, laissant de larges plages du sol à nu.

1. Cf. paragr. A 2 b.
2. J. C. LEPRUN, 1967, p. 25.
3. Cf. 2e partie, chap. III, B 3 b.
4. *In* A. CHAUVEL, 1967, p. 15-16.
5. Cf. 2e partie, chap. III, B 3 b.

*Les baobabs sont très fréquents sur les collines dolé*ritiques de la région d'Ibel-Bandafassi, à l'Ouest de Kédougou. Ils poussent dans les anfractuosités des versants ou s'enracinent dans les fissures béantes des pointements rocheux et s'élèvent majestueusement sur les terrains de culture des alentours. Certains sont très volumineux : ainsi le périmètre de l'un d'eux, mesuré à 1,50 m du sol, atteint 21 m[1] !

La végétation du ***Plateau Mandingue*** a été étudiée principalement par P. JAEGER (1959), qui a montré, d'une façon remarquable, *le rôle du modelé dans la répartition du peuplement végétal* à l'intérieur de ce vaste ensemble de plateaux gréseux ou de glacis sablonneux ; c'est pourquoi nous nous permettons de citer de larges extraits de ce bel article de synthèse.

Les pentes et replats sont couverts d'un tapis herbacé et ligneux dont la composition n'est guère différente de celle des dépressions qui les entourent. Sur ces versants, comme sur les bas glacis, s'étend une savane à *Pterocarpus erinaceus, Butyrospernum parkii, Lannea microcarpa, Cordyla africana, Terminalia macroptera, Khaya senegalensis, Bombax costatum, Parkia biglobosa, Combretum*, etc. « Ce n'est plus le tapis végétal primitif en équilibre avec le climat et le sol, mais une formation secondaire très différente, la réponse aux défrichements et aux incendies que l'homme a perpétrés périodiquement pendant des millénaires. »

« Toutes autres sont les conditions de vie des végétaux inféodés au milieu rocheux. La dalle gréseuse nue s'avère impropre à l'installation d'une strate arborée ou d'un couvert ligneux continu ; elle autorise tout au plus la venue d'un cortège de quelques végétaux inférieurs, Lichens ou Algues, dont l'existence est compatible avec les écarts thermiques considérables que subit le substrat. Les plantes supérieures, par contre, ont été refoulées vers des stations privilégiées définies par la topographie, voire la microtopographie. »

En effet, les différentes formations gréseuses du Plateau Mandingue, souvent diaclasés[2], ont « su créer dans les ravins et les crevasses, sur les falaises et éboulis, dans les grottes et abris sous roche... des conditions stationnelles et, partant, des microclimats tellement divers » ; ceux-ci ont permis « l'installation de végétaux et de groupements végétaux aux exigences écologiques les plus variées. Dans les moindres fentes ou crevasses de la dalle [rocheuse]..., on voit prendre racine des végétaux pérennes et héliophiles comme : *Euphorbia sudanica, Adenium obesum, Sarcostemma viminale, Aloe barteri*, ...[3]. Des arbres ou buissons comme *Steganotaenia araliacea, Gyrocarpus americanus, Ficus glumosa*, ... semblent implantés à même le roc ; leurs racines, à la façon de coins, pénètrent dans les fissures, les joints de sédimentation... ; de volumineux pans rocheux peuvent ainsi être débités, preuve manifeste de la part active que prend la végétation dans la démolition du relief[4]. Dans les ravins et couloirs rocheux où règne un microclimat tempéré et humide a élu domicile une végétation ligneuse dense, presque exubérante à *Diospyros mespiliformis, Meba lancea, Spondias mombin, Zanha vuilletii, Cola cordifolia, Ficus leprieurii*... ».

Comme ailleurs, *Combretum glutinosum* semble s'être étendu à la faveur de la destruction de la végétation primitive par les feux de brousse et les défrichements. Sa prédilection pour les terrains légers et perméables (sols sableux et caillouteux) en a fait souvent l'espèce dominante[5]. Elle colonise notamment les vastes glacis sableux, jonchés parfois de blocs de grès, du Plateau Mandingue septentrional. Les bambous sont fréquents dans les régions méridionales le long des marigots[6].

L'exposition intervient fréquemment dans la répartition du peuplement végétal. Ainsi les flancs sud-ouest, mieux arrosés par les pluies de mousson, sont plus boisés que les autres[7].

1. C'est actuellement le plus gros baobab connu du Sénégal ; cf. J. G. ADAM, 1963.
2. Cf. chap. I, B 1 a.
3. Nous ne citons que quelques espèces : on pourra consulter les listes complètes dans le texte même de P. JAEGER, 1959, p. 1150.
4. Cf. 2e partie, chap. I, A 2.
5. S. BEN SAI, 1950, p. 421.
6. R. CHUDEAU, 1921 a ; vers le Nord ils ne dépasseraient guère la latitude 13°30'.
7. Observation de DUONG-HUU-THOI, 1950, p. 43.

Ces forêts plus denses du Plateau Mandingue méridional forment la transition avec la sylve montagnarde du Fouta Djalon.

c. Forêts et savanes guinéennes

L'abondance des pluies et l'altitude du massif, qui abaisse les températures moyennes d'une dizaine de degrés[1], ont engendré un peuplement végétal assez différent de celui des plaines et bas plateaux des domaines sahélien et soudanien. A. CHEVALIER (1909), le premier botaniste à s'intéresser au Fouta Djalon, notait lors de ses explorations (p. 259) : « La flore des hauts plateaux est excessivement variée. Elle est caractérisée par la présence de végétaux appartenant à des familles, à des genres et même à des espèces d'Europe. L'apparition de cette flore modifie considérablement le paysage et lui donne un aspect rappelant la végétation des plaines d'Europe. »

Ces reliefs étaient couverts principalement d'une ***forêt formée de grands arbres,*** parmi lesquels domine *Parinari excelsa*[2], de la famille des Rosacées (fig. 39 a). Par sa physionomie et sa composition, elle s'apparente à celle du massif du Nimba. D'après R. SCHNELL (1960, p. 389), cette flore forestière des massifs ouest-africains est « une flore typiquement guinéo-équatoriale, très proche de celle du domaine forestier ». La forêt à *Parinari excelsa* représente l'étage montagnard ; sa limite inférieure se situe le plus souvent vers 900 m dans le Fouta Djalon[3] ; elle semble correspondre au plafond moyen des brouillards. La flore forestière des plateaux foutaniens, protégée par le microclimat favorable maintenu à l'abri de sa voûte, remonte vers le Nord jusqu'à l'extrémité septentrionale du massif de Mali, située à la latitude 12°5′ (pl. I).

Mais cette belle forêt montagnarde a presque complètement disparu. Il n'en subsiste plus, hélas, que des ***reliques,*** le plus souvent dans des endroits difficilement accessibles, notamment le long des ravins qui entaillent les rebords escarpés des plateaux. A. CHEVALIER a signalé dès le début du siècle l'importance de la déforestation et en a précisé les causes (1909, p. 260) : « Le Foula qui occupe le pays depuis 3 à 5 siècles a rapidement achevé, à l'aide de ses troupeaux et par les incendies d'herbes en saison sèche, l'œuvre de déboisement commencée probablement depuis une très haute antiquité. »

L'ancienneté de l'occupation par l'homme de la région du Labé est attestée par la présence de divers vestiges préhistoriques[4]. Dans les massifs de Dalaba et de Mali, au relief plus tourmenté, le peuplement humain semble être plus tardif et ne se serait étendu qu'au cours des derniers siècles. Ainsi s'expliquerait que leur déforestation est, dans l'ensemble, moins avancée. Leurs paysages présentent encore une grande variété, notamment dans la région de Mali : « les reliques forestières y sont nombreuses, les savanes y sont parsemées d'arbres reliques, à port forestier, les fourrés arbustifs ou arborescents bas y possèdent une flore encore riche en espèces forestières primitives »[5]. Cependant *ces témoins de l'ancienne sylve montagnarde sont menacés de disparaître à brève échéance, s'ils ne sont pas protégés à temps.* R. SCHNELL (1960, p. 338) n'a-t-il pas précisé que ses observations, faites de façon suivie de 1944 à 1954 dans le massif de Mali, « montrent la très grande rapidité de disparition des reliques forestières » ?

Ainsi, au cours des siècles, *les formations herbeuses ont grignoté progressivement le couvert forestier.* Mais ces peuplements secondaires se distinguent de ceux des bas-pays. Selon A. CHEVALIER (1909, p. 259), « la savane qui se développe à la saison des pluies n'a plus l'allure

1. *Cf.* paragr. A 3 a, 4 a et 5.
2. Il est appelé *koura* par les Foula et *sougué* par les Soussou ; cf. J. RICHARD-MOLARD, 1944.
3. Notons que dans la région de Mamou elle s'abaisse à 700-750 m.
4. R. CORBEIL, 1951, a signalé la découverte d'une série d'outils à faciès du Paléolithique ancien, à environ 5 km à l'Ouest-Nord-Ouest de Pita sur la pente nord-est du mamelon que contourne sur sa rive gauche le Kokoulo à l'endroit où il reçoit le Santali (orthographié Sinntali sur la feuille Labé au 1/200 000) ; 1 500 m plus loin, le même chercheur a trouvé dans un abri sous roche de l'outillage dit « tumbien » avec des poteries.
5. R. SCHNELL, 1960, p. 338.

de la grande brousse du Soudan et de la Guinée, avec de hautes graminées serrées les unes contre les autres, élevant leur chaume à 1,50, à 2 m de hauteur... Les graminées existent aussi en abondance, mais ce sont des espèces particulières, aux feuilles et aux tiges très fines, s'élevant seulement de 30 cm ou 40 cm de haut et rappelant par leur groupement les prairies de France. La présence au milieu de ces herbes de fleurs aux couleurs brillantes (Composées, Liserons) augmente encore l'analogie ». Le contact entre la forêt et cette savane d'altitude peut être très brutal, mais il s'effectue souvent par l'intermédiaire de fourrés denses, formés à la fois d'espèces de la forêt primitive et d'espèces savanicoles, très héliophiles.

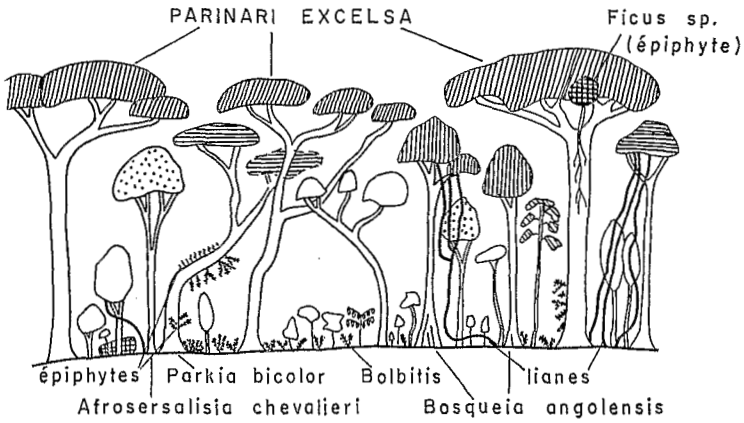
La ***région de Dalaba,*** à 1 200 m d'altitude, *possède encore d'assez nombreuses reliques forestières. Parinari excelsa* est en général très dominant dans l'étage supérieur ; il élève ses frondaisons en larges dômes, gris ou fauves, souvent contigus. Selon R. SCHNELL (1960), *les îlots forestiers encore intacts présentent plusieurs strates arborées* (fig. 39 a) : une strate supérieure de grands arbres (jusqu'à 20 m) constituée surtout de grands *koura (Parinari excelsa),* une strate moyenne avec *Parkia bicolor, Bosqueia angolensis, Afrosersalisia chevalieri,* constituant une voûte forestière continue, puis une strate inférieure d'arbres n'atteignant pas cette voûte et à cime moins développée. Plus bas poussent des arbustes et des semis, généralement assez grêles. Le tapis herbacé est très discontinu, par endroits inexistant ; par contre, on y trouve des peuplements de fougères du genre *Bolbitis.* De nombreuses lianes s'accrochent aux arbres et des épiphytes s'installent sur les troncs et dans les ramures[1]. Les forêts dégradées possèdent, par contre, un sous-bois beaucoup plus dense.

Le massif de Dalaba se termine au-dessus de la haute plaine de la Téné, vers le Nord-Est[2], par un grand escarpement constitué de sills de dolérite mis en place dans les pélites du Cambrien[3] ; *cette « falaise » est entaillée çà et là par de profonds ravins qu'empruntent les pistes. Des lambeaux de forêts s'y nichent.* Ainsi se présente le ravin de la Fita, entre Kala et Ditinn (fig. 39 b), décrit par R. SCHNELL (1960, p. 369) : « Très encaissé, il possède un microclimat humide, qui y permet l'existence de bon nombre d'espèces méridionales hygrophiles. Son étroitesse et ses versants abrupts et rocheux lui ont épargné les défrichements culturaux... » Par contre, la partie inférieure du ravin, plus large, a été déboisée et comporte des forêts dégradées et secondaires, des fourrés denses et des savanes (fig. 39 b). La liste des espèces composant la forêt montre « la très importante diversité que peuvent apporter les microclimats locaux dans la structure floristique des forêts ».

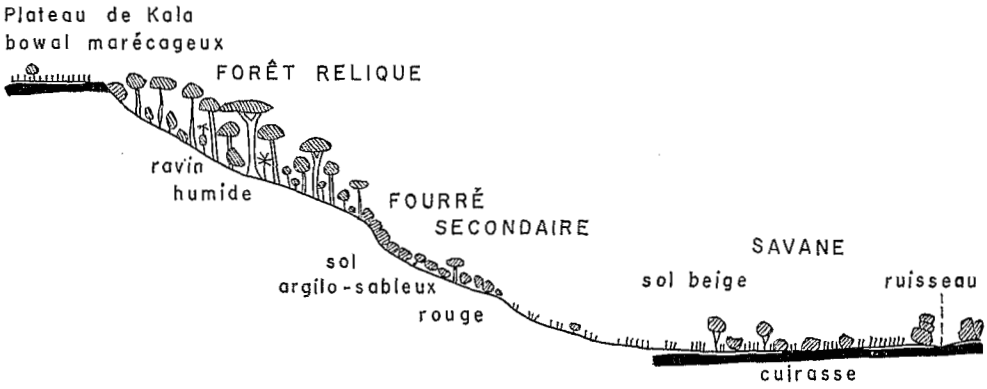
Dans la ***région de Mali,*** les îlots forestiers à *Parinari excelsa* se situent aussi bien dans les vallées, sur les pentes, que sur les plateaux et sur les crêtes. Cette répartition confirme qu'ils ne sont pas liés à des conditions édaphiques particulières, mais constituent des reliques d'un peuplement général ayant recouvert la majeure partie du massif. *Ces derniers lambeaux de la forêt sont peu étendus :* quelques dizaines à quelques centaines de mètres carrés. « Ils sont constitués presque exclusivement par le *koura (Parinari excelsa)* et le *kobi (Carapa procera),* avec un sous-bois arbustif plus ou moins dense et de nombreuses lianes ligneuses qui atteignent jusqu'à 30 cm de diamètre »[4]. Les arbres sont souvent ramifiés dès la base et leur tronc se couvre de Lichens à cause de la fréquence des brouillards. Cette forêt se distingue de celle du massif de Dalaba par *sa flore plus pauvre et une moindre richesse en épiphytes,* conséquences de l'augmentation de la sécheresse par rapport aux stations du Fouta Djalon méridional[5]. Sur les sommets dépassant 1 300 m la végétation prend un caractère plus xérophile, avec la présence d'espèces soudaniennes. Mais dans les îlots forestiers des vallées, la flore s'enrichit d'espèces hygrophiles. Ces bois prospèrent sur d'anciennes colluvions ou alluvions limono-argileuses qui se superposent souvent à une vieille cuirasse moulant le fond de la dépression (fig. 39 c).

1. La richesse floristique de cette forêt primaire apparaît dans le relevé suivant de R. SCHNELL, 1960, p. 366 : la densité spécifique atteint 21 espèces sur 10 m² ; le nombre d'espèces s'élève à 84 pour une superficie de 2 000 m² environ.
2. Cf. fig. 64.
3. Cf. chap. I, B 4 a.
4. R. SCHNELL, 1950, p. 913.
5. L'indice xérothermique est de 150 à Mali contre seulement 90 à Mamou ; cf. paragr. A 5 et fig. 19.

a – Coupe schématique d'un lambeau de forêt (région de Dalaba)



b – Profil du rebord nord-est du massif de Dalaba



c – Profil d'une dépression dans le massif de Mali

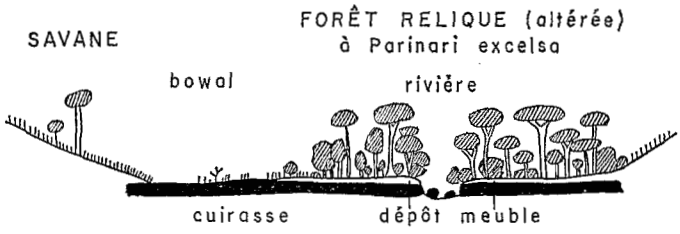


FIG. 39. — Végétation des massifs centraux du Fouta Djalon, d'après R. SCHNELL (1960).

Les savanes se sont étendues à la plupart des versants et des cuvettes intérieures du massif, par suite de la déforestation progressive. Elles sont formées d'un tapis de graminées basses et parsemées généralement de petits arbres et d'arbustes plus ou moins espacés (fig. 39 c) ; lorsque ce peuplement ligneux devient plus dense, on passe à des brousses arbustives ou arborescentes basses[1]. Leur flore renferme à la fois des éléments de la forêt primitive, ayant survécu au déboisement (*Parinari excelsa, Memecylon fasciculare,* etc.) et les espèces souda-

1. R. SCHNELL, 1950, p. 916-917.

niennes intrusives *(Parkia biglobosa, Dichrostachys glomerata, Daniellia oliveri)*. Aux altitudes plus basses, l'élément montagnard disparaît des savanes et celles-ci prennent une physionomie soudanienne plus accentuée.

Sur le ***plateau du Labé***, au modelé beaucoup plus mou, *la déforestation est totale.* Même les fourrés secondaires à *Parinari excelsa* y sont peu étendus. Selon J. G. ADAM (1957), « les boqueteaux naturels » ne représentaient plus que 3,4 % de la superficie du secteur-pilote des Timbis dans la partie sud-ouest du plateau. En 1961-1962, I. LANGDALE-BROWN (s.d.) a fait une étude d'ensemble de la végétation du Labé dans le cadre d'une mission interdisciplinaire ayant pour objectif la « conservation des terres ». Sa carte écologique au 1/200 000 montre que *ce vaste haut plateau est entièrement couvert de formations herbeuses piquetées de quelques arbres.* Les associations les plus fréquentes sont les savanes à *Parinari excelsa*, les savanes à *Parkia biglobosa* et les prairies. Parmi celles-ci, l'auteur distingue des prairies à *Hyparrhenia* sur les sols bien drainés et des prairies à *Loudetia coarctata* sur les sols à drainage déficient ; dans la partie septentrionale du plateau se développe surtout une prairie à *Tristachya*. La monotonie de ces tapis herbacés, sans aucun arbre ni arbuste, n'est interrompue que par les tapades des villages foula où prospèrent manguiers, orangers et bananiers. Ainsi la végétation naturelle est devenue très maigre ; en effet, lorsqu'un certain stade de dégradation du couvert végétal et du sol a été atteint, la forêt dense des feuillus ne se régénère pas et ne revient plus s'installer sur les formations herbeuses[1].

A côté de ces savanes et prairies d'origine anthropique, d'autres ont un caractère uniquement édaphique. C'est le cas surtout de celles qui poussent sur les cuirasses latéritiques des bowé (fig. 39 b et c). Ces plateaux dénudés, se couvrant d'un tapis d'herbe rase pendant la saison des pluies, sont très étendus dans le Fouta Djalon oriental. Mais des terrains cuirassés existent aussi plus au Nord dans le domaine soudanien et on en rencontre jusqu'en plein domaine sahélien.

2. LES PEUPLEMENTS AZONAUX

Les bowé se reconnaissent aisément dans le paysage et sur photographies aériennes par leur tapis herbacé au milieu des formations surtout arborescentes et arborées. Par contre, les cours d'eau et les talwegs humides sont bordés d'un ruban d'arbres serrés et verdoyants. Dans les grandes vallées alluviales la végétation se différencie en fonction de l'importance de la submersion. Des plantes halophiles apparaissent sur les dépôts deltaïques plus ou moins salés, alors que la mangrove colonise les vases des estuaires. Sur des dunes littorales les formations sont très ouvertes et composées d'espèces s'adaptant à ce milieu très spécifique. Enfin dans certains endroits plus humides subsistent des peuplements relictes, témoins d'une modification du climat à une époque récente. Toutes ces formations apportent quelque variété à la monotonie habituelle du couvert végétal. Par leur nature et leur densité elles influent directement sur la morphogenèse.

a. Les bowé

Les terrains cuirassés, souvent parsemés de gravillons et de quelques blocs de cuirasse, sont complètement dénudés en saison sèche ; si ce matériel détritique contient des éléments fins, des termitières en « champignons » font leur apparition (fig. 38 b). Ce n'est qu'en saison des pluies que ces surfaces rocailleuses se couvrent « d'une mer de graminées, riche en individus, pauvre en espèces, dont certaines se caractérisent par l'étendue de leur aire de répartition : *Andropogon gayanus, Andropogon amplectens, Loudetia simplex...* »[2]. Ces herbes, de taille variable, jaunissent dès les mois d'octobre-novembre et sont brûlées ensuite par les feux de brousse.

1. D'après R. SCHNELL, 1960.
2. P. JAEGER, M. JAROVOY, 1952.

Cette savane herbeuse n'existe donc que quelques mois par an et elle est, en outre, discontinue. Les dalles de cuirasse affleurant restent dénudées (fig. 38 b). Si celle-ci commence à se fragmenter[1], de petites plantes herbacées s'y installent. Selon J. G. ADAM (1965 a, p. 183) *Lepturella aristata* est la « première colonisatrice, qui forme des pelouses compactes de 4 à 5 cm de haut, rapidement sèches ». Puis viennent d'autres espèces, notamment *Danthoniopsis tuberculata*, très fréquent sur les bowé du Sénégal oriental. Ensuite *Andropogon pseudapricus* domine là où le terrain gravillonnaire s'assèche rapidement, tandis que *Pobeguinea arrecta* pousse dans les parties plus humides.

Les hauts bowé du Fouta Djalon, à la topographie mollement ondulée, portent par place des prairies marécageuses. Dans les secteurs déprimés du plateau un mince dépôt d'argile noire recouvre la cuirasse (fig. 39 b), bouchant ses fissures et la rendant ainsi imperméable. Les eaux tombées sur les parties hautes du bowal ruissellent sur les légères pentes et stagnent dans les creux jusqu'en décembre. Ces prairies marécageuses sont constituées d'un assez grand nombre d'espèces, étudiées par R. SCHNELL (1950, p. 919), qui distingue dans ce peuplement une zone interne et une zone externe ; dans la première, « les racines des Graminées et des Cypéracées constituent un feutrage dense imbibé d'eau ».

Lorsque la cuirasse est partiellement démantelée et se couvre d'un sol gravillonnaire, des buissons et des arbustes peuvent s'y installer (fig. 38 b). Le peuplement ligneux de cette savane arbustive, quelquefois arborée, est surtout constitué de *Combretum glutinosum*, aussi bien au Sénégal oriental[2] que sur le Plateau Mandingue[3] : ses racines pénètrent profondément dans les fissures de la cuirasse et cet arbuste peut se trouver à l'état isolé sur des terrains dénudés. Les bowé du Fouta Djalon portent parfois quelques petits arbres tortueux (fig. 39 b), principalement *Syzygium guineense* var. *macrocarpa*[4]. Les racines de ces arbres et arbustes arrivent à soulever des dalles du revêtement ferrugineux et à les déchausser. Les parties effondrées de la cuirasse, colmatées par des dépôts fins épais de 1 à 2 m, se signalent souvent de loin sur les hauts plateaux latéritiques par la présence insolite d'un *bosquet de grands arbres ;* cependant ailleurs ces terrains meubles ne sont couverts que d'une savane arborée ou arbustive, sans doute parce qu'ils ont été déboisés[5].

Près du rebord des plateaux, les fissures de la cuirasse s'approfondissent et s'élargissent progressivement. Des arbustes et même des arbres arrivent à y prendre racine. De beaux arbres s'élèvent au milieu des blocs de cuirasse éboulés au pied de la corniche (fig. 38 b). Nous avons vu[6] que les eaux infiltrées par les vacuoles et les fissures de la cuirasse suintent à la bordure du plateau et donnent naissance par place à des sources permanentes. *Ainsi les bowé à nappe phréatique perchée sont souvent délimités par une auréole de végétation ligneuse dense comprenant des espèces hygrophiles.* Mais dans le Plateau Mandingue méridional les versants des plateaux latéritiques sont fréquemment recouverts d'une cuirasse épaisse[7]. Le peuplement forestier se cantonne alors dans l'entaille des profonds ravins qui s'élargissent parfois vers le haut en de vastes amphithéâtres, limités par la corniche de la cuirasse épaisse d'une dizaine de mètres. Leur végétation luxuriante forme un puissant contraste avec les terrains pierreux du bowal environnant, entièrement dénudés en saison sèche.

b. Les vallées alluviales

Ce sont des rubans de verdure qui apportent une note de variété dans le paysage végétal généralement uniforme. Leur largeur et leur composition floristique dépendent en premier lieu de l'importance de l'inondation et de la nature du terrain ; cependant les facteurs clima-

1. Cf. 2e partie, chap. II, C 2 a.
2. Cf. J. TROCHAIN, 1940, p. 315.
3. DUONG-HUU-THOI, 1950.
4. R. SCHNELL, 1950.
5. P. MICHEL, 1958, 1960 a.
6. Cf. paragr. B 2 d.
7. Cf. Introduction, A 2 a.

tiques zonaux exercent encore une certaine influence. On peut ainsi distinguer les galeries forestières des domaines guinéen et sud-soudanien et les peuplements de la vallée alluviale du Sénégal en aval de Kayes, qui traverse les domaines nord-soudanien et sahélien.

Dans le Fouta Djalon les innombrables petits cours d'eau sont accompagnés de ***galeries forestières***, reliques des forêts primitives (fig. 39 c). Leur largeur est généralement réduite, de l'ordre de 10 à 25 m. R. SCHNELL (1950, p. 916) a relevé dans une de ces forêts ripicoles entre Mali et le Mont Loura, comme espèces abondantes : *Carapa procera, Syzygium guineense* et *Uapaca togoensis*. Parmi ces arbres, « *Carapa procera* est toujours largement dominant (parfois en peuplements purs) dans les forêts des thalwegs, qui s'apparentent ainsi aux galeries forestières de la plaine ».

Plus au Nord, *les forêts ripicoles des marigots serpentent à travers la savane boisée des plaines et bas plateaux du Sénégal oriental et du Plateau Mandingue.* Leurs associations végétales offrent partout le même paysage touffu et enchevêtré, où se mélangent des espèces guinéennes et soudaniennes. On y trouve notamment une grande variété de ***palmiers*** (fig. 38 c). Les raphias *(Raphia sudanica)* poussent dans le talweg même, constamment humide. Des palmiers à huile *(Elaeis guineensis)* jalonnent souvent la base de la berge. Des rôniers *(Borassus flabellifer)*, au tronc élancé, couronné de larges feuilles, peuplent les terrains inondés temporairement du lit majeur, que bordent parfois des bosquets de bambous.

Comment expliquer la présence de cette forêt-galerie, riche en espèces hygrophiles verdoyantes, dans des régions qui connaissent plus de 150 jours successifs de sécheresse par an (fig. 19) ? *Elle s'est installée grâce à l'humidité du milieu, créant un microclimat favorable.* La présence de la galerie forestière l'améliore encore : les mesures faites à Tinkoto (Sénégal oriental) ont montré que les fluctuations de température au cours de la journée y sont beaucoup plus faibles que dans le sous-bois d'une forêt sèche ; l'humidité relative reste toujours plus élevée sous l'abri du feuillage aux heures chaudes de l'après-midi[1]. Nous souscrivons entièrement aux conclusions de G. ROUGERIE (1960, p. 69) : « On est tenté de voir dans les galeries les reliques d'un état de choses correspondant au climax. Mais il suffit de considérer les espèces comme les physionomies de ces galeries et celles des peuplements arborés de la savane pour permettre à n'importe quel non-spécialiste d'acquérir la certitude qu'il s'agit de deux mondes différents. Pour nous, les galeries sont des éléments étrangers, liés à des particularités édaphiques qui leur permettent de subsister dans un milieu climatique qui n'est pas le leur. »

Le long des grandes rivières et des fleuves, cette forêt hygrophile se limite souvent à *un rideau d'arbres serrés s'étirant le long des berges. Leur ample ramure descend jusqu'au niveau d'étiage.* Elle offre un contraste saisissant avec les branchages complètement défeuillés des arbres et arbustes de la savane desséchée s'étendant de part et d'autre du cours d'eau. Mais cette forêt toujours verte colonise le moindre atterrissement de sable sur les innombrables seuils rocheux que franchissent les rivières. Les racines des arbres s'ancrent dans les diaclases des rochers pour résister au courant de la crue.

Vers l'aval, les lits majeurs du Sénégal, de la Gambie et de leurs principaux affluents s'élargissent progressivement. La forêt-galerie reste cantonnée aux berges et devient discontinue puisque la sécheresse augmente en allant vers les régions plus septentrionales. J. TROCHAIN (1940, p. 316) a donné la composition floristique de la galerie occupant les rives de la Gambie au confluent du Niéri-Ko (pl. I) ; elle est encore assez riche en espèces (onze au total). Sur les banquettes du lit mineur se développe souvent une prairie à *Stachytarpheta angustifolia*[1] au cours de la décrue. Les terrains argileux du lit majeur se couvrent après la submersion d'une prairie dense, dominée par les fûts de quelques rôniers, plus fréquents sur les dépôts sablonneux des levées.

Sur les bords du Sénégal dans la région de Bafoulabé et sur la moyenne Falémé, la végé-

1. Cf. paragr. A 6 a et fig. 20 et 21.
2. Récolte de Ch. TOUPET et détermination de A. NAEGELÉ ; cette herbe appartient à la famille des Verbénacées.

tation commence au niveau de l'étiage par une saulaie ripicole, constituée de *Salix coluteoides*[1], avec des buissons de *Mimosa asperata*. Selon les relevés de S. Ben Sai (1950, p. 413), le sommet de la berge est généralement recouvert par des espèces variées (*Ficus gnaphalocarpa, Ziziphus mucronata, Bauhinia thonningii*, etc.) avec tapis de graminées vivaces où dominent les *Andropogon*. Ce peuplement beaucoup moins dense, formé d'arbres plus petits perdant leurs feuilles en saison sèche, s'est substitué à la forêt-galerie guinéenne. Les rôneraies sont toujours belles dans ce domaine déjà plus sec. Le long de la « mare » Magui, sur la basse Kolinbiné, elle s'étend sur plusieurs kilomètres carrés entre Séro et Kridian[2] ; on trouve à proximité le palmier-doum *(Hyphaene thebaica)* au tronc fourchu, très caractéristique.

Nous avons déjà montré[3] que le ***lit majeur du Sénégal*** s'élargit considérablement *en aval de Bakel* jusqu'à atteindre par endroits une largeur de 25 km. Cette grande vallée alluviale, longue de 400 km, tranche par la diversité de son couvert végétal, plus ou moins verdoyant en saison sèche, sur la monotonie des steppes sahéliennes. La nature des peuplements et leur répartition à l'échelle locale dépendent surtout du microrelief très enchevêtré de la vallée[4], qui détermine l'ampleur de la submersion par la crue annuelle.

Beaucoup de dépressions présentent un aspect boisé assez surprenant sous cette latitude. La forêt est toujours formée d'un peuplement ligneux dense — les cimes étant jointives — et monophytique d'*Acacia nilotica* var. *pubescens*, appelé *gonaké* en ouolof (fig. 40 A). Ces arbres, reconnaissables à leur tronc noir et rugueux, vivent dans des conditions très singulières : ils s'accommodent fort bien de la crue annuelle du fleuve puisque leurs racines et même leur tronc sont recouverts pendant plusieurs mois d'une tranche d'eau de quelques mètres. L'importance de l'inondation explique l'absence de tapis herbacé dans ces boisements[5].

Les forêts de *gonaké* occupent encore partiellement les grandes cuvettes argileuses du lit majeur et les sillons allongés entre les bourrelets des levées récentes. On rencontre de très beaux peuplements dans certains secteurs de la vallée, notamment dans les périmètres de forêts classées de la région de Ndioum, au Sud-Est de Podor. Mais la mise en culture des terrains pendant la décrue a considérablement restreint les surfaces boisées du lit majeur. *Dans les zones défrichées apparaît une mosaïque de groupements végétaux, dont le principal est la vétiveraie* formée d'une succession de grandes touffes de *Vetiveria nigritana* (fig. 40 A). Ces vétiveraies, très communes dans la Vallée, occupent généralement des terrains dont l'inondation n'est que de courte durée.

Les *hautes levées* au matériel finement sableux, en partie insubmersibles, *sont souvent couvertes de boisements assez touffus à l'état naturel*, difficilement pénétrables. Ceux-ci comprennent de nombreuses espèces arborescentes et arbustives, dont *Balanites aegyptiaca, Bauhinia reticulata, Capparis decidua, Acacia seyal, Ziziphus jujuba*. Dans la basse vallée, à partir de Bogué, les grands bourrelets ne portent plus que des arbres isolés et de larges buissons de *Salvadora persica*, très espacés, ne couvrant qu'une faible partie du sol ; ailleurs les terrains sont dénudés en saison sèche.

Quelques rôneraies prospèrent sur les levées récentes, généralement recouvertes par la crue ; la plus belle se trouve en face de l'escale de Dagana. La saulaie ripicole à *Salix coluteoides* occupe encore par place la rive convexe en pente douce (fig. 40 A). Mais la rive concave des méandres, beaucoup plus raide, n'est couverte d'aucune végétation, ce qui facilite son sapement au cours de la crue[6]. Les nombreux bancs de sable apparaissant à l'étiage ne sont guère colonisés par la végétation ; leur matériel peut ainsi être déplacé aisément en période de hautes eaux.

1. Ce saule est particulier aux bassins du Sénégal et de la Gambie ; il forme des buissons très fournis d'une hauteur de 1,50 à 5 m. Cette plante à affinités méditerranéennes serait, d'après A. Chevalier, un reste de la flore « qui, au Quaternaire, faisait passer la végétation méditerranéenne à celle des pseudo-steppes tropicales » (*in* J. Trochain, 1940, p. 316).
2. S. Ben Sai, 1950, p. 416 ; elle a déjà été signalée par R. Chudeau, 1921 a, p. 372. La dernière localité est orthographiée Kiridion sur la feuille Kayes au 1/200 000.
3. Cf. paragr. B 1 a et b.
4. Cf. Introduction, A 2 b.
5. P. Michel, A. Naegelé, Ch. Toupet, 1969.
6. Cf. 6e partie, chap. II 3.

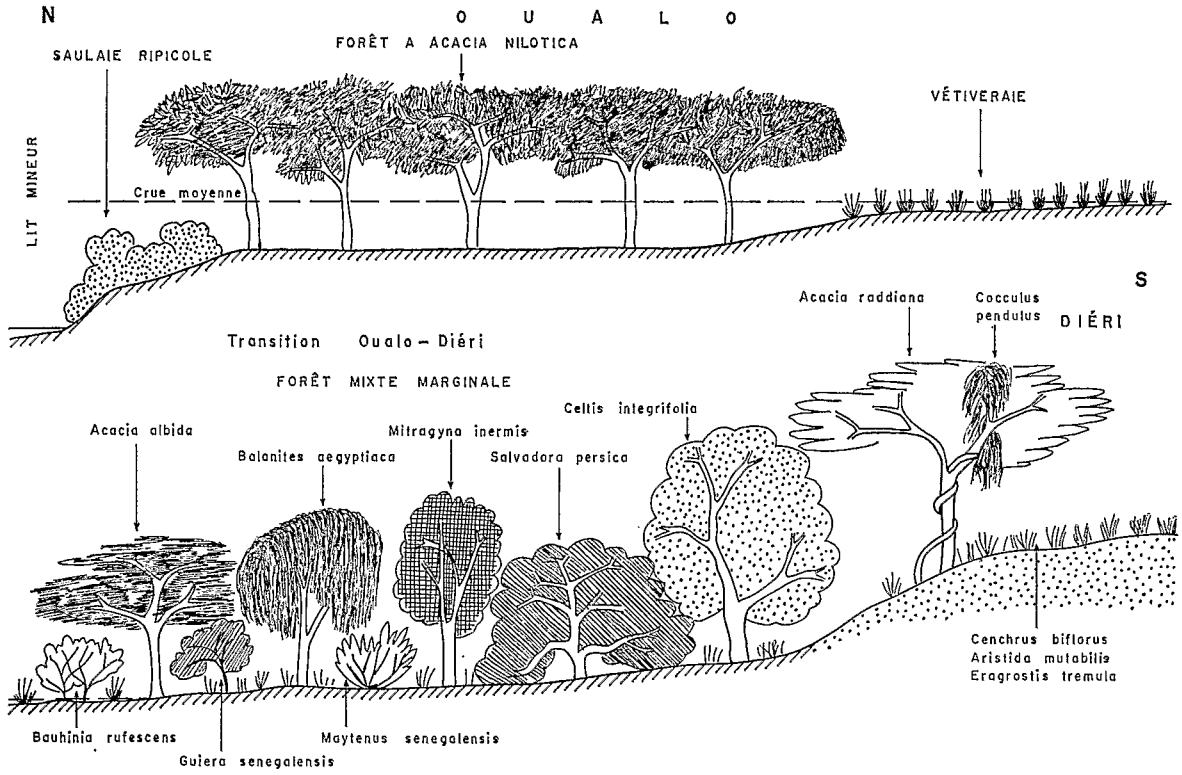
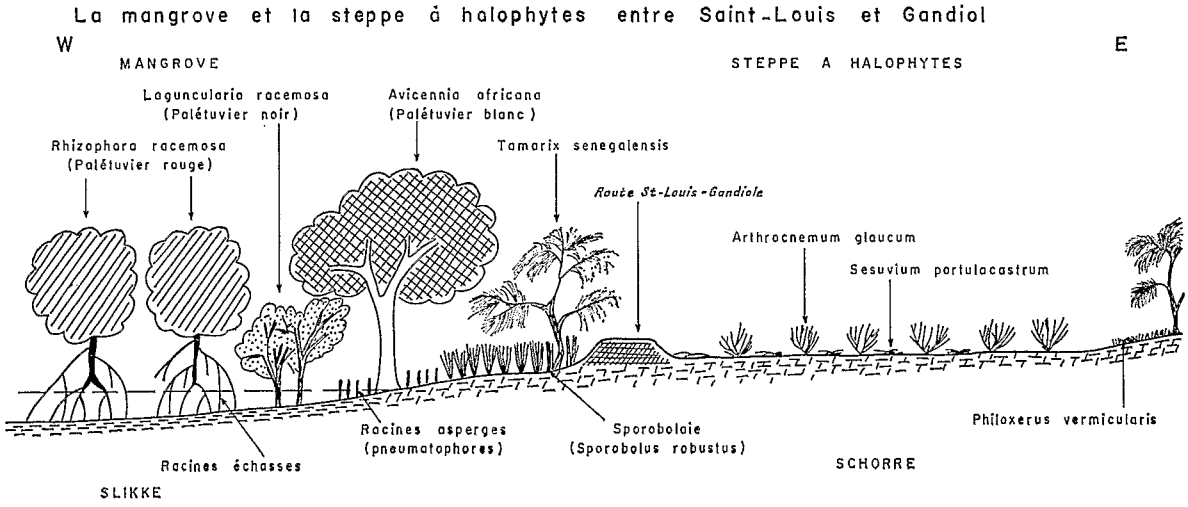


FIG. 40 A. Les principales formations végétales de la vallée du Sénégal. Coupe schématique Nord-Sud.



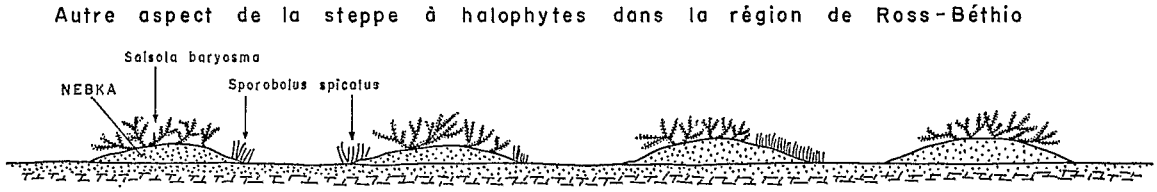


FIG. 40 B. — Représentation schématique de la végétation dans le Delta du Sénégal, d'après A. NAEGELÉ.

La *bordure de la vallée* du Sénégal est souvent occupée par un boisement dense et complexe (fig. 40 A). Il fait la transition entre la forêt à *Acacia nilotica* ou la vétiveraie du *oualo* — le lit majeur submergé régulièrement par les hautes eaux — et la steppe arbustive ou arborée du *diéri*, c'est-à-dire des terrains sablonneux plus élevés jamais atteints par la crue, dunes ou glacis. Ce boisement, que A. NAEGELÉ appelle *forêt mixte marginale, présente plusieurs strates de végétation :*

— Une strate arborée formée par les couronnes des arbres qui se touchent généralement ; ils s'élèvent à 8-10 m du sol. Les espèces les plus communes sont : *Balanites aegyptiaca, Celtis integrifolia, Mitragyna inermis, Acacia albida, Salvadora persica* (fig. 40 A).
— Une strate arbustive, ne dépassant pas 4 m, qui comprend surtout *Bauhinia rufescens, Guiera senegalensis, Maytenus senegalensis*[1].
— Une strate herbacée de composition floristique assez variée. On y distingue habituellement un niveau inférieur, constitué surtout de plantes annuelles, et un niveau supérieur formé de graminées vivaces hautes, telles que *Vetiveria nigritana, Panicum anabaptistum* et *Andropogon gayanus.*

Au Sud de la basse vallée s'étire le ***lac de Guier***, rempli par la crue annuelle du fleuve[2]. Le peuplement végétal de ses rives est assez différent de celui du *oualo ;* il a été étudié par J. TROCHAIN (1940) et plus récemment par J. G. ADAM (1964). Les groupements sur les terrains inondables se disposent ainsi, en allant du lac vers les sols toujours exondés :

— Des prairies aquatiques à graminées flottantes ou bourgou, constituées surtout d'*Echinochloa stagnina.*
— Des prairies permanentes, moins longuement inondées, à *Brachiara mutica* et *Leersia hexandra.*
— Des steppes peu inondables à *Vetiveria nigritana* ou *Sporobolus robustus* lorsque les sols sont légèrement salés.

Il faut signaler l'abondance de *Typha australis*, grandes herbes d'un vert très foncé, qui forment par endroits de « véritables jungles aquatiques ou marécageuses de plus de 4 m de hauteur sur le pourtour du lac »[3]. La typhaie précède toujours la bande steppique à vétiver. Elle s'est considérablement développée au cours des quinze dernières années, à cause de la construction du barrage de Richard-Toll empêchant la pénétration des eaux saumâtres dans le lac en fin de saison sèche[4].

c. Les régions estuariennes et littorales

Les premières présentent des aspects différents d'un fleuve à l'autre. Alors que la Gambie se termine par une grande ria bordée de plateaux, le Sénégal ne s'élargit guère mais coule dans un vaste ensemble assez plat, sillonné de nombreux marigots, avant de rejoindre l'océan en aval de Saint-Louis. Il traverse d'anciennes formations deltaïques et ne coule dans des vasières qu'à proximité de son embouchure : c'est la ***région du Delta***[5]. Ses terrains sablo-limoneux ou argileux sont plus ou moins salés. Ils ne portent qu'une maigre steppe à halophytes, peuplement très ouvert, dont les éléments pérennes qui la composent sont séparés par des intervalles plus ou moins grands, absolument nus en saison sèche.

1. On trouvera la liste complète des arbres et arbustes avec les noms des familles dans P. MICHEL, A. NAEGELÉ, Ch. TOUPET, 1969.
2. Cf. paragr. B 2 a.
3. J. G. ADAM, 1965 a, p. 167.
4. J. TROCHAIN évaluait la superficie de cette typhaie à 1 000 ha en 1956 (*in* J. G. ADAM, 1965 a).
5. J. TRICART, 1961 a.

Cette steppe à halophytes comprend plusieurs groupes écologiques qui se répartissent selon la nature du dépôt et le degré de salinité du sol :

— Les parties hautes des formations deltaïques, limono-sableuses et très salées, sont soumises à une intense déflation éolienne en saison sèche lorsque soufflent les alizés. Elles sont généralement dénudées avec par place une succession de nebkas aplaties que fixent partiellement de petites plantes herbacées, surtout *Salsola baryosma* et *Sporolus spicatus* (fig. 40 B).
— Les parties plus basses, au sol argilo-limoneux légèrement salé, portent souvent une steppe arbustive formée de tamaris *(Tamarix senegalensis)* et de grandes touffes de *Sporobolus robustus*. Cette dernière espèce constitue par endroits des peuplements très purs formant des sporobolaies[1].
— Dans les fonds des cuvettes, submergées pendant plusieurs mois par la crue, se développent des prairies aquatiques à *Oryza barthii*.

Les vasières de la région de Saint-Louis constituent un milieu particulier. Les slikkes, recouvertes régulièrement par les eaux salées à marée haute pendant la période des basses eaux du Sénégal[2], sont occupées par *la mangrove*. Celle-ci est *assez appauvrie et de petite taille*, puisqu'elle se situe près de la limite septentrionale de l'aire actuelle des palétuviers. En outre, elle a été réduite en une série de lambeaux par les défrichements[3]. Ces restes de mangrove sont formés de plusieurs espèces qui se répartissent selon une certaine zonation (fig. 40 B) : *Rhizophora racemosa* ou palétuvier rouge à racines-échasses pousse sur les parties les plus basses de la slikke, *Laguncularia racemosa* ou palétuvier noir sur la partie moyenne, *Avicennia africana* ou palétuvier blanc à pneumatophores vers la limite du schorre.

Les vasières plus élevées, qui ne sont que très rarement atteintes par la marée, portent une maigre steppe à halophytes, constituée par l'association *Arthrocnemum glaucum*, *Sesuvium portulacastrum* et *Philoxerus vermicularis* (fig. 40 B) ; ce sont des plantes succulentes avec des organes charnus pour se protéger contre l'intense évaporation. Certains schorres sont complètement dénudés et présentent des efflorescences salines en saison sèche. Au contact avec la slikke s'étend, par endroits, une sporobolaie piquetée de quelques tamaris (fig. 40 B).

Nous avons vu[4] que la ***ria de la basse Gambie*** s'élargit progressivement vers l'aval jusqu'à atteindre 13 km à son embouchure (pl. I), mais son lit majeur reste étroit, enserré par le plateau de grès du Continental terminal ; les chenaux de marée sont courts et peu nombreux. Rien de comparable avec le lacis enchevêtré des « bolons » de la Basse-Casamance[5]. Aussi l'extension de la mangrove est-elle beaucoup plus limitée en Gambie que dans la Casamance maritime. Elle forme néanmoins le long du fleuve et de ses défluents, comme le Bintang bolon, des boisements continus, vigoureux, qui établissent un écran entre la terre ferme et les cours d'eau, ceux-ci coulant dans un véritable couloir de verdure.

Cette mangrove, beaucoup plus dense et plus élevée que dans les environs de Saint-Louis, est constituée aussi d'une association de plusieurs espèces de palétuviers. Rhizophora racemosa s'est fixé au bord même des cours d'eau où il s'élance souvent à une hauteur de 10 à 12 m. Derrière ces grands arbres, *Rhizophora mangle* occupe la majeure partie de la slikke ; de taille beaucoup plus petite, il n'atteint que 2 à 2,50 m de haut. *Avicennia africana* a été refoulé sur les parties un peu plus élevées des vasières. La mangrove remonte la Gambie jusque dans les environs de Kudang, situé à 160 km de l'embouchure (pl. I). Elle s'amenuise progressivement vers l'amont au point de ne plus former qu'un rideau s'étirant le long du lit mineur. Lorsque les eaux sont douces la majeure partie de l'année, les palétuviers font place à des peuplements touffus de roseaux et de *Typha*.

Entre la mangrove et le rebord du plateau s'étendent les vasières hautes du schorre, par-

1. Cf. P. Michel, A. Naegelé, Ch. Toupet, 1969, photo 9.
2. Cf. paragr. B 1 c.
3. J. G. Adam, 1965 c.
4. Cf. paragr. B 1 a.
5. P. Michel, 1960 c ; comparez les deux croquis géomorphologiques, pl. XII et XIII.

tiellement couvertes d'un tapis herbacé. La répartition des espèces s'effectue selon la salinité du sol[1] : *Eleocharis mutata* pousse sur les terrains les plus salés ; lorsque la salure diminue, on trouve *Paspalum vaginatum* et *Scirpus littoralis ;* enfin *Schizachyrium compressum* apparaît sur les terres moins salées en bordure du plateau. Les arbres sont très rares dans ce paysage : quelques *Conocarpus erectus,* de la famille des Combrétacées, se sont installés sur les terrains sableux un peu plus élevés des lambeaux d'une terrasse.

Le plateau du Continental terminal se termine par de petites falaises au Sud-Ouest de l'estuaire de la Gambie. Partout ailleurs *la côte est basse et sableuse,* aussi bien au Nord de ce fleuve, vers les embouchures du Saloum, que le long du Delta du Sénégal et en bordure des niayes au Sud de l'embouchure. Dans ces deux dernières régions, la côte a été complètement régularisée par les apports de sable de l'importante dérive littorale N-S. L'estran sableux est toujours nu. Le sable est repris à la haute plage et amoncelé par les alizés maritimes, qui soufflent pendant la saison sèche[2], en dunes vives et blanches s'avançant vers le Sud–Sud-Est[3]. Elles recouvrent partiellement un système de dunes littorales un peu plus ancien, dont le sable est teinté en jaune-ocre. Celles-ci ne se déplacent plus, mis à part certains secteurs où elles sont ravivées par le souffle des alizés ; on peut donc les qualifier de dunes semi-fixées (fig. 34).

Ces ***dunes littorales*** ne portent qu'une végétation très clairsemée appartenant du point de vue physionomique au groupe des steppes. C'est une steppe littorale formée de végétaux très spécialisés qui sont à la fois des halophytes et des psammophytes. *Les conditions écologiques très sévères expliquent le nombre réduit d'espèces* observées dans ce milieu littoral, dont les principaux caractères peuvent se résumer ainsi :

— sol sablonneux plus ou moins mobile ;
— air chargé de particules salines apportées par les embruns et les brumes marines ;
— forte humidité atmosphérique en toute saison (cf. fig. 16, Saint-Louis) ;
— intensité moyenne de la lumière élevée ;
— vents fréquents et violents : les plantes doivent constamment lutter contre les dangers de l'ensablement ou du déchaussement et elles ne peuvent pas se développer en hauteur.

Les dunes vives et blanches ne sont que très partiellement colonisées par quelques touffes d'herbes ou *quelques plantes à stolon.* Elles forment le secteur adlittoral. On y trouve notamment de petites herbes comme *Cyperus maritimus* et *Sporobolus spicatus* et des espèces rampantes qui s'étalent largement et fixent bien le sable, tels *Scaevola plumieri, Ipomea pes-caprae* et *Alternanthera maritima*[4].

La végétation des dunes semi-fixées, de couleur jaune-ocre, fait la transition entre celle des dunes blanches et celle des dunes rouges fixées de l'intérieur (fig. 34). On y observe, en effet, un mélange de deux flores avec toutefois une prédominance des espèces appartenant à ce dernier système dunaire[5] : c'est le secteur paralittoral. Si les sommets des dunes balayés par les alizés ne sont couverts que d'une steppe herbacée à *Aristida longiflora* et *Hyparrhenia dissoluta*[6], les flancs dunaires sous le vent et les creux bien abrités sont peuplés de buissons et d'arbrisseaux, parmi lesquels on relève surtout *Maytenus senegalensis, Parinari macrophylla* et *Chrysobalanus orbicularis.*

A l'arrière des dunes littorales semi-fixées s'égrène le chapelet des dépressions marécageuses, appelées niayes (fig. 34). Leur végétation se détache en îlots de verdure d'une certaine luxuriance au milieu des peuplements steppiques des alentours. Elle est un héritage d'une période plus humide du Quaternaire récent.

1. Renseignement oral de J. VIEILLEFON.
2. Cf. paragr. A 2 a.
3. A. GUILCHER, 1954 ; P. MICHEL, 1955.
4. Cf. P. MICHEL, A. NAEGELÉ, Ch. TOUPET, 1969, notamment fig. 13.
5. Cf. paragr. 1 a, l'erg ancien du Cayor.
6. Elle a été décrite par J. TROCHAIN, 1940.

d. Végétations relictuelles

Ces paysages des ***niayes***, « insolites en zone sahélienne, ont depuis longtemps attiré l'attention des naturalistes. Les botanistes ont été frappés non seulement par la richesse floristique que recèlent les niayes mais également par la ressemblance profonde entre leur flore et celle de certains types de végétation existant à des latitudes plus méridionales (Basse-Casamance, Guinée) »[1].

J. TROCHAIN (1940) a étudié en détail cette *flore hygrophile* des niayes et l'a rattachée au *domaine subguinéen* de la région phytogéographique guinéo-congolaise. *Elle a pu se maintenir grâce à des conditions écologiques locales très particulières*[2] : rappelons que ces dépressions interdunaires sont inondées en saison des pluies par les émergences de la nappe phréatique (fig. 34) ; l'eau y reste plus ou moins longtemps en saison sèche, puis elle se trouve à proximité de la surface du sol. La végétation se dispose en auréoles autour des dépressions inondées, de dimensions très variables. Des fourrés à *Dalbergia, Alchornea, Fagara*, etc., poussent sur les flancs raides des dunes semi-fixées. Au pied des dunes, sur le pourtour des niayes s'élèvent des peuplements plus ou moins continus d'*Elaeis guineensis*, avec quelques grands *Ficus*, tel *Ficus congensis*, des petits *Phoenix reclinata* et une espèce de fougère, *Cyclosurus goggilodus*. Sur les terrains inondés par les fluctuations de la nappe se développe la typhaie et légèrement en contrebas on trouve des roseaux *(Phragmites communis)*. Les surfaces en eaux sont partiellement couvertes d'une prairie aquatique formée surtout de *Pistia* et *Nymphea*.

A l'intérieur du pays, notamment dans le Ferlo, on rencontre en plein domaine sahélien encore quelques espèces relictes, « qui jalonnent l'extension ancienne des boisements maintenant localisés au domaine soudanien »[3]. Citons-en quelques-unes : *Anogeissus leiocarpus, Sterculia setigera, Pterocarpus erinaceus, Celtis integrifolia, Tamarindus indica*[4]. Ces grands arbres poussent généralement près des mares temporaires ou dans les bas-fonds humides des vallées mortes.

*Les **reliefs gréseux**, fortement diaclasés, ont joué un grand rôle dans le maintien de certaines plantes.* Ils conservent dans des sites privilégiés des peuplements relictes d'une végétation moins xérophile. Ainsi Ch. TOUPET (1966) a trouvé dans le plateau de l'Assaba, situé en zone sahélienne, des espèces soudaniennes voire soudano-guinéennes lorsque les conditions hydrologiques étaient favorables[5]. Ce rôle de refuge a été précisé par P. JAEGER (1956, 1959) surtout pour les plateaux gréseux du Mali occidental. Couverts généralement d'une savane boisée ou de forêt sèche, ils renferment encore quelques îlots de végétation guinéenne très exubérante, qui marquent les points les plus septentrionaux des aires d'extension de ces espèces hygrophiles.

Ces peuplements d'arbres au feuillage dense et toujours vert se localisent à la base des « falaises » subverticales de grès auprès des sources pérennes, dans les ravins-diaclases ou encore dans les vastes amphithéâtres qui échancrent les plateaux recouverts d'une cuirasse latéritique[6]. *Ils se pressent notamment autour des chutes et cascades tombant des corniches sur une hauteur de plusieurs dizaines de mètres.* Ces chutes ont ébréché la muraille rocheuse et creusé une vasque à sa base ; les cascades font rebondir les gouttelettes d'eau en un « voile » qui imbibe constamment les parois. Grâce à cette humidité permanente prospère une végétation luxuriante, d'une grande richesse floristique. J. G. ADAM (1965 b) a étudié celle des chutes de Dinndéfélou dans les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon, à une trentaine de kilomètres au Sud de Kédougou. L'entaille de la corniche y est relativement profonde, puisque ces grès quartzites infracambriens, très fissurés, se débitent en petits blocs[7]. La vasque ovale a plus de 50 m de

1. P. MICHEL, A. NAEGELÉ, Ch. TOUPET, 1969 ; cf. la fig. 14 de cet article.
2. Cf. paragr. B 2 b.
3. J. TROCHAIN, 1940, p. 397.
4. On trouvera la liste complète avec les noms ouolof et peul dans P. MICHEL, A. NAEGELÉ, Ch. TOUPET, 1969, chap. A 3 a.
5. Cf. paragr. 1 a.
6. Cf. paragr. 1 b et 2 a.
7. Cf. chap. I, B 1 b.

long sur environ 30 m de large. L'atmosphère était saturée d'eau par une bruine d'embruns lors des observations, faites pourtant en début de saison sèche (15.11.1964). Tout autour des parois balayées par les eaux en période de crue, s'accroche une végétation dense et variée : de véritables tapis de fougères recouvrent les rochers ; le boisement touffu contient de grands arbres de la forêt pluviale, alors que le sous-bois formé d'espèces hygrophiles est traversé de lianes. Ces ravins sont difficilement accessibles et leur humidité constante en fait de véritables pare-feux naturels. Ainsi leur végétation guinéenne pourra-t-elle survivre dans ce biotope très particulier.

Ces végétations relictuelles sont les témoins d'importantes périodes humides qui semblent avoir régné à plusieurs reprises au cours du Quaternaire sur l'ensemble des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie, en même temps que sur d'autres régions d'Afrique occidentale. Il faut admettre que la forêt-galerie bordait alors les cours d'eau jusque dans les régions septentrionales qui ne portent maintenant qu'une steppe arbustive. Inversement certaines savanes du domaine guinéen sont probablement des héritages de périodes nettement plus sèches que l'actuelle, au cours desquelles les formations herbacées se sont avancées jusqu'à la limite méridionale des deux bassins fluviaux. Certaines espèces sahéliennes comme *Adenium obesum* subsistent encore dans des microclimats très secs des plateaux soudaniens[1] à la suite de ces oscillations climatiques à grande échelle.

La *dernière période humide*, au cours du *Néolithique*, a permis « l'extension vers le Nord de l'actuelle forêt de savane ou savane forestière soudano-sahélienne » (J. TROCHAIN, 1940, p. 400). A la même époque les hauts reliefs du Fouta Djalon ont été reconquis par la flore forestière humide[2]. *Depuis lors, la forêt — qu'elle soit sèche ou humide — a souffert de la péjoration progressive du climat.* Certaines espèces se sont maintenues difficilement ; d'autres ont cherché refuge dans les endroits où se conserve une certaine humidité en saison sèche. Mais les modifications du couvert végétal à l'époque actuelle dépendent beaucoup moins des légères fluctuations de la pluviométrie au cours des dernières décennies[3], que des activités humaines.

3. L'INTERVENTION DE L'HOMME

Celle-ci peut être ancienne, mais elle *s'est surtout développée depuis le début de ce siècle* avec l'extension des cultures commerciales, notamment celle de l'arachide, et l'augmentation rapide de la population qui se traduit par le surpeuplement de certaines campagnes et l'accroissement considérable des centres urbains. L'action de l'homme sur le couvert végétal revêt, comme ailleurs, des formes multiples et s'exerce de façon directe ou indirecte. Si sur de vastes superficies elle ne se manifeste que d'une manière épisodique, par la propagation des feux de brousse ou le pacage du bétail et l'installation d'un campement temporaire, elle engendre dans certains secteurs une dégradation, parfois irrémédiable, de la végétation naturelle. Nous nous contenterons d'évoquer brièvement *les principaux aspects de la mutilation ou de l'élimination du couvert végétal en indiquant les conséquences sur la morphogenèse actuelle.*

Comme ailleurs en Afrique tropicale, les ***feux de brousse*** sont très fréquents et affectent chaque année au cours de la longue saison sèche la majeure partie des deux bassins-versants. Ils sont allumés par les cultivateurs au cours des défrichements, par les pasteurs pour assurer une repousse d'herbe tendre, souvent aussi par des chasseurs qui traquent le gibier. L'intensité et la vitesse de propagation de ces « feux sauvages », pour reprendre l'expression de A. PITOT (1953), dépend surtout de la densité et de la hauteur du tapis herbacé. Ainsi *ils se développent aisément et brûlent très longtemps dans les savanes arbustives ou arborées du domaine soudanien.* D'épaisses colonnes de fumée s'élèvent à une hauteur de plusieurs centaines de mètres ; de grandes flammes illuminent la nuit. Ces feux parcourent aussi les savanes

1. P. JAEGER, 1959.
2. D'après R. SCHNELL, 1960.
3. Cf. paragr. A 3 c.

ou prairies des hauts reliefs du Fouta Djalon et « pénètrent plus ou moins profondément dans les îlots forestiers, tout au moins dans ceux des pentes et des plateaux, ceux des vallées étant, grâce à l'humidité locale, plus résistants »[1]. Par contre dans les régions sahéliennes, au tapis discontinu d'herbes de petite taille, les feux sont beaucoup moins fréquents et passent très vite puisque les chaumes sont consumés rapidement. Quant aux savanes des bowé, elles sont brûlées régulièrement. Les feux de brousse s'étalent tout au long de la saison sèche, mais ils sont surtout fréquents au début (feux précoces) et à la fin de cette période (feux tardifs).

Les conséquences néfastes de ces incendies sur le couvert végétal ont déjà été évoquées maintes fois ; nous nous bornerons à signaler les plus importantes. Elles touchent aussi bien les strates arbustive et arborée que la strate herbacée. Les *feux raccourcissent la période de végétation de beaucoup d'arbres, car ceux-ci n'ont pas encore perdu leurs feuilles lorsque les graminées sont sèches.* La destruction des petites branches, de leurs feuilles et de leurs bourgeons, est nuisible aux plantes ligneuses et les empêche souvent de se développer ; un certain nombre d'arbres et d'arbustes sont brûlés à chaque incendie. *Ainsi les espèces les moins résistantes au feu ont été éliminées et il subsiste surtout des* ***plantes pyrophiles.*** Certains arbres comme le kapokier *(Bombax costatum)*, très fréquent dans la savane boisée soudanienne[2], se sont protégés par la formation d'écailles subéreuses sur leur tronc. Quelques espèces très résistantes au feu, tel *Balanites aegyptiaca* dans le secteur sahélo-soudanien, se sont propagées et forment maintenant des peuplements monophytiques. D'une façon générale, c'est le port des arbres qui traduit les dommages infligés par les feux : ils présentent des fûts tortueux, contournés, chancreux. Les taillis se développent ; ils sont constitués par les éléments du sous-bois primitif auquel l'éclaircissement de la strate arborée a donné l'élan. Le plus commun de ces éléments est *Combretum glutinosum* qui couvre maintenant d'immenses espaces sur tous les types de sols[3].

La réduction du nombre d'arbres par le passage répété des feux favorise l'insolation à la surface du sol et stimule ainsi le développement du tapis herbacé dans les forêts sèches. C'est dans ce sens qu'on peut parler d'une « savanisation ». Mais *la strate herbacée subit également les effets nocifs des incendies. Les plantes annuelles sont désavantagées par rapport aux plantes pérennes plus résistantes au feu, qui s'étendent au détriment des premières*[4]. Les espèces pérennes sont surtout des cryptophytes, c'est-à-dire des plantes dont le bourgeon est caché, à rhizome ou à bulbe, donc bien adaptées pour rechercher l'eau en profondeur[5] ; mais étant plus ligneuses, plus dures, la pâture s'appauvrit en qualité et la strate herbacée prend une composition floristique voisine des savanes de bowé, dont la population ne comporte souvent que deux ou trois graminées[6]. Ces pâtures grossières, rapidement desséchées, sont délaissées par le bétail qui pénètre plus volontiers dans les sous-bois des boisements plus denses où il s'attaque souvent à la strate arbustive.

La végétation appauvrie par les feux de brousse « correspond à un équilibre provisoire et instable ; que l'homme cesse son action néfaste et aussitôt on assistera à une reprise du boisement naturel »[7]. Les botanistes parlent volontiers d'un climax du feu. *Cette mutilation du couvert végétal par les incendies se répercute aussi sur le façonnement du modelé.* J. ALEXANDRE (1967) a fait des observations très intéressantes sur des parcelles expérimentales au Katanga, dans une région de savane boisée comparable à celles des bassins du Sénégal et de la Gambie ; elles se situent sur des altérites riches en argile et la surface du sol présente des pentes de 2-3 %. Les mesures montrent que l'intensité de l'érosion dépend surtout de l'époque du brûlage. Dans le cas de feux précoces (moins de deux mois après la dernière pluie), la végétation, peu

1. R. SCHNELL, 1950, p. 908.
2. Cf. paragr. 1 b.
3. P. PÉLISSIER, 1966, p. 80.
4. A. PITOT, 1953.
5. Ch. TOUPET, 1966, p. 111.
6. Cf. paragr. 2 a.
7. P. JAEGER, 1960, p. 155.

desséchée, brûle mal et l'ablation superficielle est faible au cours de la saison des pluies. Par contre les feux tardifs, qui se produisent cinq à six mois après la dernière pluie, brûlent complètement la litière : *le ruissellement diffus est alors très fort dès que tombe la première pluie; il décape le sol et concentre les éléments grossiers en surface, entraînant le matériel fin;* le développement de la végétation le freine ensuite. Les expériences montrent aussi que l'arrêt des feux permet, en quelques années, la reconstitution d'un couvert plus dense au niveau du sol, bloquant l'érosion.

Les feux de brousse ont également de graves répercussions sur la pédogenèse. Desséché par les hautes températures atteintes au cours de l'incendie[1], insolé brutalement pendant plusieurs mois de l'année, le sol devient peu à peu abiotique en surface[2]. Les bactéries disparaissent. Ainsi au début de chaque saison humide une certaine période est nécessaire pour le réensemencement en micro-organismes. La fine couche de cendres, qui serait censée enrichir un peu le sol, est emportée par le vent en saison sèche ou par le ruissellement diffus au cours des premières pluies. Dans son importante étude concernant les effets des feux de brousse sur une savane préforestière de Côte d'Ivoire, Y. MONNIER (1968, p. 200) insiste, à juste titre, sur *la flagellation du sol par les gouttes de pluie après la disparition de l'écran végétal.* On constate qu'après le passage des feux le sol nu présente une microtopographie faite de petits bombements dont le sommet est légèrement aplani et de petites dépressions jonchées de cendres. « Les premiers correspondent aux plages d'implantation des plantes à touffes, qui occupent une superficie variant de la moitié au quart de la superficie totale. Ces plages, qui correspondent à l'aboutissement superficiel du réseau radiculaire, constituent un véritable matelas élastique amortissant la force vive des gouttes de pluie. Dans les dépressions, au contraire, naîtront les plantes « individuelles » qui n'opposent aucune plage de protection à l'impact des gouttes de pluie. Cette plus ou moins grande vulnérabilité du sol ira s'atténuant au fur et à mesure de la recolonisation et de la restauration de l'écran vert. »

Les arbres de la savane boisée ne sont pas seulement victimes des feux de brousse ; ils sont parfois abattus et brûlés pour *la fabrication de charbon de bois.* La consommation de ce combustible a beaucoup augmenté au cours des dernières années avec le développement des villes. Ainsi d'énormes tas de charbon de bois jalonnent en fin de saison sèche les bords de la grande route entre Kaffrine et Tambacounda où elle traverse une vaste zone de forêt sèche ; ce charbon est acheminé par camions entiers sur Kaolack et Dakar. P. JAEGER (1960) a signalé qu'autour de Kayes des collines ont été entièrement déboisées pour la fabrication de charbon de bois. Par ailleurs, l'exploitation de la gomme arabique pour le commerce de traite, qui fit la fortune des escales du Fleuve, a conduit à un appauvrissement général des peuplements d'*Acacia senegal.* Ils ont complètement disparu dans le Sénégal septentrional[3] et se sont considérablement appauvris dans le Sahel mauritanien.

Les pasteurs saccagent aussi la végétation ligneuse pour la nourriture de leurs nombreux troupeaux, notamment dans le domaine sahélien. Les gardiens peul ébranchent souvent les arbustes et arbrisseaux, surtout des acacias, en saison sèche quand les pâturages commencent à manquer ; l'arbuste est parfois entièrement décapité. Cette couronne de branches abattues favorise aussi la propagation des feux de brousse. En outre, les pasteurs coupent des branchages d'épineux pour les enclos de parcage du bétail ou de protection des cultures temporaires[4]. C'est pourquoi le peuplement ligneux actuel en zone sahélienne, et plus particulièrement dans le Ferlo septentrional, est caractérisé par la présence d'individus adultes assez largement espacés et l'absence quasi totale de jeunes plants[5]. *Les dégâts occasionnés par les chèvres sont considérables :* il est bien connu que ces animaux ont une préférence marquée pour les végétaux ligneux dont ils broutent surtout les jeunes pousses. Les nombreux troupeaux de bovins,

1. Cf. paragr. A 6 a.
2. A. PITOT, 1953.
3. J. TROCHAIN, 1940, p. 171.
4. Ces enclos de branches mortes sont appelés *zériba.*
5. P. MICHEL, A. NAEGELÉ, Ch. TOUPET, 1969.

de caprins et d'ovins du Ferlo convergent au cours de la saison sèche vers des forages profonds où leur piétinement a éliminé toute végétation[1] ; le sol ameubli autour de ces points d'eau permanents subit alors une forte déflation éolienne qui soulève des nuages de poussière. Les éleveurs foula occupant les hautes terres du Fouta Djalon possèdent aussi de nombreux troupeaux de bovidés. Ceux-ci parcourent les vastes pâturages des plateaux latéritiques ; cependant au cours de la saison sèche les bovins pénètrent dans les lambeaux forestiers où ils piétinent les arbrisseaux du sous-bois et broutent les jeunes pousses[2].

Mais c'est avant tout l'exploitation agricole par le système de ***cultures sur brûlis*** *qui a terriblement mutilé le couvert végétal primitif dans certaines régions.* La disparition de « l'écran vert » accélère souvent l'érosion mécanique. Celle-ci est surtout sensible dans les régions montagneuses des hauts bassins, très arrosées[3]. Quand la forêt est à peu près intacte, le ruissellement reste très faible. Mais après les défrichements, les pluies abondantes ravinent les terrains et la forêt ne peut plus se reconstituer ; il sera alors très difficile d'enrayer les mécanismes de la dégradation du sol et de la dénudation, *sensu lato.*

Nous avons déjà montré[4] que *les hauts massifs du Fouta Djalon central ont été presque totalement déboisés par suite de la mise en culture des terrains.* Sur le plateau du Labé, où la densité de la population dépassait déjà 50 habitants au km² vers 1950[5], les terres cultivables deviennent très rares et les jachères sont de plus en plus écourtées. On y pratique surtout la culture du ***fonio*** *(Digitaria exilis)*, céréale épuisante qui protège très mal le sol contre l'érosion[6]. Lors des défrichements en forêt primaire on sème du riz de montagne ; mais il est très vite supplanté par le fonio, qui est la céréale fondamentale de ces régions. Or la culture de cette plante détruit rapidement la structure du sol[7] ; c'est pourquoi *les jachères récentes à fonio ne sont couvertes que d'un maigre tapis de graminées.* Il faut attendre que les racines des herbes aient suffisamment ameubli le sol pour que des plantes ligneuses puissent se réinstaller sur ces terrains. Ainsi s'explique que le paysage végétal dominant des hautes terres déforestées du Labé est une prairie ou une savane avec très peu d'arbres.

Les reliefs du Fouta Djalon oriental et du Plateau Mandingue, très peu peuplés dans l'ensemble, sont encore couverts par la forêt ou la savane boisée ; ces peuplements ligneux sont cependant parcourus par les feux de brousse et troués de clairières, qui sont les marques de la culture itinérante. Les déboisements culturaux n'ont pris une certaine ampleur qu'à proximité des petits centres régionaux, notamment aux alentours de Kayes, Kita et Kéniéba, situé au pied de la « falaise » de Tambaoura.

Dans tout le Sénégal oriental les terres cultivées sont peu étendues et très éparpillées, sauf *dans les Monts Bassari où s'est réfugiée une population paléonigritique qui a mis en culture les versants des buttes et collines, dont la pente atteint souvent 30 à 35°* ; les champs de mil y alternent avec des jachères à peuplement surtout arbustif, dominé par quelques grands arbres de la forêt primitive. Mais les cultures s'étendent très largement en Gambie sur les plateaux gréseux du Continental terminal[8] ; on y produit surtout de l'arachide. Dans la vallée même de la Gambie, la mangrove est défrichée par endroits pour permettre la riziculture.

Les cultures deviennent très sporadiques dans les régions plus septentrionales du Ferlo et du Sud-Ouest de la Mauritanie. C'est le domaine des éleveurs peul et maure semi-nomades ou nomades. D'ailleurs, comme les pluies se raréfient vers le Nord et deviennent très irrégulières[9], l'agriculture prend un caractère aléatoire ; l'isohyète 400 mm est généralement choisie

1. Cependant les mesures effectuées par A. NAEGELÉ, 1969, indiqueraient que la dégradation autour de ces forages n'excède pas un kilomètre de rayon.
2. R. SCHNELL, 1950.
3. Cf. paragr. A 3.
4. Paragr. 1 c.
5. D'après les cartes ethno-démographiques de l'Afrique occidentale, feuilles n° 1, I.F.A.N., Dakar, 1952.
6. J. RICHARD-MOLARD, 1944 ; R. SCHNELL, 1960.
7. R. MAIGNIEN, 1953.
8. Cf. la carte d'utilisation des sols Sénégal-Gambie au 1/1 000 000, établie par le Département de géographie de l'I.F.A.N. en 1964.
9. Cf. paragr. A 3 a et c.

comme limite de la culture sous pluie : elle traverse le Ferlo septentrional de l'extrémité sud du lac de Guier à Kaédi, puis le bassin du Gorgol, le plateau de l'Assaba et la vallée du Karakoro au Sud de Kiffa.

Ce vaste ensemble pastoral est coupé du Sud-Est au Nord-Ouest en deux parties par la *vallée du Sénégal.* Cette grande vallée alluviale, inondée par la crue annuelle du fleuve, *a fixé une population relativement dense d'agriculteurs (20 à 50 hab/km²) qui pratiquent surtout la culture de décrue*[1]. Nous avons signalé[2] les défrichements de la forêt d'*Acacia nilotica* dans les cuvettes argileuses du lit majeur. Ces terrains du oualo sont plantés en sorgho au fur et à mesure que le niveau des eaux baisse ; chaque grande unité de terres cultivées constitue un *collengal.* La vétiveraie s'installe sur les jachères (fig. 40 A). Dans la partie amont de la Vallée, qui reçoit plus de 400 mm de pluie par an, les paysans toucouleur pratiquent en outre des cultures d'hivernage sur les hautes levées non submersibles et sur la terrasse sableuse, qui borde souvent le lit majeur. Les rives convexes des nombreux méandres du fleuve, en pente douce, sont aussi défrichées et aménagées en jardins potagers : on les appelle *falo* en langue peul.

Les steppes à halophytes de la *région du Delta* sont parcourues par les troupeaux de quelques pasteurs semi-nomades. Mais les cultures s'étendent depuis une vingtaine d'années, grâce aux travaux de la Mission d'Aménagement du Sénégal et d'autres organismes de développement rural. Un casier rizicole de 6 000 ha a été créé en 1950-1954 à Richard-Toll ; la culture est entièrement mécanisée ; on y poursuit depuis quelques années des essais de canne à sucre. La riziculture se développe dans la partie centrale du Delta, autour de Boundoum, grâce à l'installation d'un colonat ; environ 10 000 ha sont aménagés sur un total de 30 000 ha prévus. *Ces aménagements réduisent la déflation éolienne sur les formations deltaïques, dénudées auparavant.*

Au Sud-Ouest du Delta, les cultures maraîchères s'étendent dans les dépressions marécageuses des niayes, principalement dans le secteur de Mboro. Les bords sableux portent des plantations d'arbres fruitiers[3]. *Leur flore relictuelle subguinéenne a été largement détruite ;* il y subsiste surtout les palmiers à huile, dont on tire le vin de palme. Vers l'Est s'étend l'ancien erg du Cayor, qui est une vieille région agricole. Les paysans ouolof cultivent le petit mil et l'arachide sur ces terrains sablonneux. Les jachères se couvrent de plantes ligneuses : « les récoltes à peine levées, la trace des cultures disparaît, les limites des champs avec les zones incultes s'estompent, l'empreinte des travaux saisonniers est balayée par une végétation buissonnante et arbustive d'une étonnante vitalité »[4]. Mais de vastes plages du sol restent à nu pendant toute la saison sèche et subissent une importante déflation éolienne.

Dans cette partie du Sénégal occidental l'arbre reste associé au champ, formant un « paysage de parc ». P. Pélissier (1964, p. 161) a montré la grande diversité de ces paysages et en a proposé une classification génétique. Le « parc » du Cayor semble être surtout du type sélectionné, composé d'arbres représentés dans la végétation naturelle. Il se crée par la sélection d'une ou deux espèces, systématiquement épargnées lors des défrichements : ainsi de nombreux *Acacia raddiana* et *Acacia albida* ombragent les champs ou les friches.

Mais dans les autres régions cultivées l'arbre est souvent éliminé des champs. Les réserves forestières s'amenuisent avec l'extension des défrichements. Les services administratifs essaient de freiner cette destruction du couvert végétal en créant des *périmètres de forêt classée*[5]. Dans les cas les plus alarmants, on procède quelquefois à des travaux de reboisement avec des espèces importées. Ainsi le Service des eaux et forêts a créé dans la région de Dalaba des plantations de *Pinus khasya* d'Indochine, introduit au Fouta Djalon par A. Chevalier. Cette essence s'est bien acclimatée, mais elle n'a pas encore essaimé dans les savanes environnantes[6].

1. L. Papy, 1951.
2. Paragr. 2 b.
3. P. Michel, 1955.
4. P. Pélissier, 1966, p. 61.
5. Cf. P. Michel, A. Naegelé, Ch. Toupet, 1969, fig. 1.
6. R. Schnell, 1960.

Les feux de brousse constituent à long terme un danger non négligeable pour le maintien de la végétation ligneuse. Le Gouvernement du Sénégal en a pris conscience. Aussi prépare-t-il actuellement une législation visant à régler ces incendies périodiques. Celle-ci interdirait notamment les feux tardifs, particulièrement nuisibles parce qu'ils coïncident avec le renouveau de la végétation quelques semaines avant les premières pluies ; ils accélèrent, en outre, les mécanismes d'érosion des sols[1]. Les services de l'administration sénégalaise ont déjà établi de *nombreux pare-feux*, notamment dans le Ferlo, pour freiner la propagation de ces incendies.

Il faut espérer que ces mesures de protection permettront de sauvegarder le couvert végétal. Son appauvrissement se répercuterait inévitablement sur la morphogenèse par l'amplification des processus d'érosion mécanique.

D. CONCLUSION : LES DOMAINES MORPHOCLIMATIQUES

Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie s'étendent du Nord au Sud sur environ 750 km, depuis les sources du Gorgol Blanc, à l'extrémité sud-ouest du Tagant, jusqu'à celles du Bafing dans la région de Mamou, au Fouta Djalon central (pl. I). On va ainsi des maigres steppes arbustives sahéliennes aux lambeaux de la forêt pluviale guinéenne, à caractère montagnard, en passant par les savanes arborées soudaniennes. Les deux bassins-versants se divisent donc en *plusieurs domaines selon les zones du climat qui se disposent en grandes bandes suivant la latitude. Ces domaines se subdivisent ensuite en secteur* (fig. 41). Nous en précisons ci-dessous les principaux caractères et les limites.

1. *Le domaine sahélien*

Il couvre la majeure partie du Sud-Ouest de la Mauritanie et englobe tout le Sénégal septentrional. Il ne connaît qu'*une brève saison des pluies de deux à trois mois, de la mi-juillet à début octobre, suivie d'une très longue saison sèche pendant laquelle soufflent surtout les alizés* (fig. 18 — station de Podor). Ce domaine dépasse vers le Nord le bassin du Sénégal. *Nous avons choisi l'isohyète annuelle de 600 mm pour le délimiter vers le Sud* (fig. 41). Elle part de Dakar, traverse le Ferlo central, la vallée du Sénégal en aval de Bakel et passe au Sud de l'Assaba et de l'Afollé.

Le modelé est généralement plat et de faible altitude. Les seuls reliefs notables sont les plateaux gréseux de l'Assaba et de l'Afollé qui n'atteignent qu'en quelques points 400 m. Les anciens ergs s'étendent largement et couvrent environ la moitié de la superficie. Ils sont aréiques. *Le Sénégal est un fleuve allochtone, nourri par les pluies tombées sur les massifs du haut bassin ;* il ne reçoit plus que quelques petits affluents sur sa droite venant de l'Assaba. Tous les autres oueds sont endoréiques ; il existe, en outre, des réseaux de vallées mortes. Le Sénégal inonde chaque année sa vallée alluviale d'août à novembre (fig. 29) et remplit les cuvettes du lac Rkiz et du lac de Guier. Les formations perméables de l'Éocène, du Continental terminal et du Quaternaire contiennent d'importantes nappes phréatiques. *Tous les terrains, qu'ils soient sableux, argileux ou rocailleux, portent une steppe à épineux.*

Le domaine sahélien peut être subdivisé en trois secteurs selon des critères essentiellement climatiques et biogéographiques. Dans le ***secteur nord-sahélien*** **(1 a)** les pluies sont très irrégulières à la fois dans l'espace et dans le temps ; aussi le total des précipitations varie-t-il beaucoup d'une année à l'autre (fig. 14 — station de Podor). Le ***secteur sud-sahélien*** **(1 b)**

1. Il ne faut cependant pas perdre de vue que cette réglementation sera difficile à appliquer puisque les feux sont souvent incontrôlables.

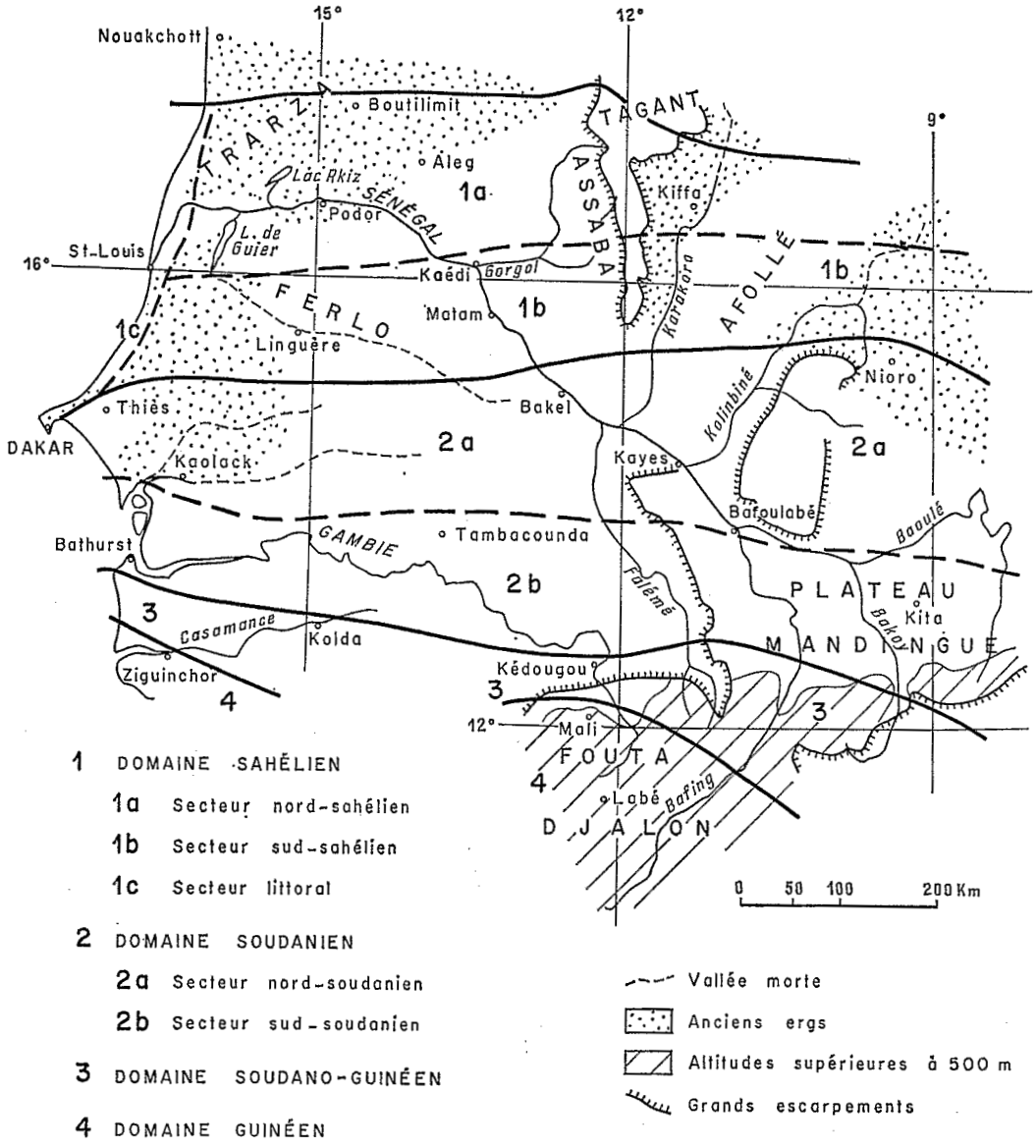


FIG. 41. — Domaines morphoclimatiques s'étendant sur les bassins des fleuves Sénégal et Gambie.

commence à l'isohyète annuelle de 400 mm, qui est généralement prise comme limite septentrionale de la culture sous pluie. Dans ce secteur les arbres et arbustes de la steppe sont plus nombreux et des feuillus se mêlent aux épineux (fig. 36). Il faut mettre à part le ***secteur littoral*** **(1 c)** qui s'étire le long de la côte sur *une largeur de 20 à 30 km seulement*, depuis le Trarza occidental jusqu'à Dakar (fig. 41). Ce secteur se caractérise par la permanence des alizés maritimes en saison sèche, des températures peu élevées et une humidité constante (fig. 16 — station de Saint-Louis)[1]. Il est occupé surtout par les systèmes de dunes littorales où ne pousse qu'une maigre steppe à halophytes et psammophytes. Au contact avec l'erg ancien du Cayor s'égrènent les dépressions des niayes où se maintient une végétation subguinéenne grâce aux émergences de la nappe phréatique.

1. P. MORAL, 1966, a appelé ce climat « cap-verdien ».

2. *Le domaine soudanien*

Il forme une large bande se déroulant à travers les deux bassins fluviaux depuis Dakar et Bathurst à l'Ouest jusqu'à Nioro et les Monts Mandingue à l'Est. Sa largeur varie de 200 à 320 km ; elle augmente progressivement vers l'intérieur du continent (fig. 41). *L'isohyète annuelle de 1 200 mm constitue sa limite méridionale.* Les pluies sont plus abondantes et plus régulières que dans le domaine sahélien. L'hivernage dure quatre à six mois. L'air chaud et très sec de l'harmattan couvre ces régions en saison sèche et on y enregistre des maxima de température particulièrement élevés aux mois d'avril et de mai (fig. 15 — station de Kayes). *C'est le domaine de la savane, arbustive ou arborée* (fig. 38 a), parcourue chaque année par les feux de brousse qui causent des dommages à sa strate ligneuse.

Ce domaine s'étend sur trois entités géomorphologiques : à l'Ouest, les bas plateaux de grès du Continental terminal ; au centre, les pays à glacis et inselbergs de la moyenne Gambie et de la Falémé ; à l'Est, les tables gréseuses du Plateau Mandingue et les reliefs doléritiques du massif de Bafoulabé, dont les points culminants ne dépassent guère 500 m (fig. 41). Les deux dernières « provinces » géomorphologiques possèdent *un réseau hydrographique dense et bien hiérarchisé.* Leur régime est de type tropical pur (J. RODIER), marqué par une onde de crue de juillet à octobre et une saison de basses eaux de début décembre à mai-juin ; l'écoulement tarit dans la plupart des cours d'eau en fin de saison sèche. Les formations gréseuses du Continental terminal renferment une importante nappe phréatique qui soutient les débits d'étiage des marigots.

En allant vers le Sud, de Bakel à Kédougou, la sécheresse s'atténue progressivement. On peut ainsi distinguer *deux secteurs, délimités par l'isohyète annuelle de 900 mm* qui part du Sine-Saloum, passe au Nord de la Gambie, puis traverse le Plateau Mandingue septentrional à la hauteur de Bafoulabé (fig. 41). Le ***secteur nord-soudanien*** **(2 a)** englobe le Ferlo méridional, la région de Kayes et la grande boucle du moyen Baoulé. Le ***secteur sud-soudanien*** **(2 b)** comprend le cours inférieur et moyen de la Gambie et la majeure partie du Plateau Mandingue. Dans ce secteur la strate arborée de la savane se développe et, si le couvert végétal n'est pas dégradé, on passe à la forêt sèche.

3. *Le domaine soudano-guinéen*

C'est, comme son nom l'indique, essentiellement *une zone de transition.* La saison des pluies s'allonge, le total des précipitations augmente, les maxima de température s'abaissent. *L'isohyète annuelle de 1 500 mm peut être prise comme limite méridionale* (fig. 10). Dans ce domaine les cours d'eau sont bordés de *forêts-galeries,* qui forment des rubans de verdure au milieu de la forêt sèche des interfluves, plus ou moins défeuillée selon la saison ; cette galerie, constituée d'espèces de la forêt pluviale, protège intégralement les berges et joue ainsi un grand rôle dans la morphogenèse.

Les régions à caractère soudano-guinéen sont de trois types : les bas plateaux au Sud de l'estuaire de la Gambie et ceux de la Moyenne-Casamance, les pays à inselbergs autour de Kédougou, les plateaux gréseux ou doléritiques des contreforts orientaux du Fouta Djalon et du Sud-Ouest du Plateau Mandingue, dont les altitudes dépassent souvent 500 m (fig. 41) ; ceux-ci sont entaillés par le cours moyen du Bafing et le cours supérieur du Bakoy et leurs petits affluents.

4. *Le domaine guinéen*

Il se caractérise par des précipitations abondantes, supérieures à 1 500 mm, qui tombent de fin mars jusqu'à début décembre (fig. 18 — station de Labé). Le climat y est donc aussi de type tropical à deux saisons, comme pour les domaines précédents, mais la saison des pluies dure de sept à huit mois. Ce domaine n'englobe qu'une petite partie des hauts bassins du Sénégal

et de la Gambie : les massifs centraux du Fouta Djalon et les plateaux qui les jouxtent à l'Est (fig. 41). Les altitudes sont généralement supérieures à 500 m et dépassent 1 000 m dans les massifs centraux.

Ces altitudes, relativement élevées pour l'Afrique occidentale, influent à la fois sur le climat et le couvert végétal de cet ensemble montagneux. Elles abaissent les températures et augmentent les maxima d'humidité relative (fig. 15 et 16 — station de Labé) ; ainsi se forment souvent des brouillards et de la rosée. A. AUBRÉVILLE (1949) a donné à ce *climat tropical humide de tendance montagnarde* l'épithète « foutanien ». Il a permis l'installation de la forêt pluviale comprenant surtout des espèces d'altitude (fig. 39 a). *Mais cette forêt a été défrichée et il n'en subsiste plus que des lambeaux dans des endroits difficilement accessibles ;* ailleurs s'étendent des savanes herbeuses ou arborées.

Dans les domaines guinéen et soudano-guinéen, bien arrosés, *les cours d'eau connaissent un régime tropical de transition à étiage peu marqué.* Les nappes phréatiques locales, sous les cuirasses des bowé ou à la base des grès et des dolérites diaclasés ou dans les éboulis fixés des versants, alimentent de nombreuses sources pérennes. La profusion des eaux superficielles, la présence de nappes phréatiques et la densité du couvert végétal ligneux et herbacé ont engendré une profonde altération des ensembles lithologiques.

Deuxième Partie

LA DÉCOMPOSITION DES ROCHES ET SES PRODUITS

La morphogenèse se manifeste d'abord par la fragmentation mécanique et l'altération biochimique des roches. Les processus de décomposition, les migrations de substances en solution, notamment d'hydroxydes de fer, et leur précipitation ont joué un rôle primordial dans l'élaboration du modelé. Les cuirasses ne couvrent-elles pas les surfaces ondulées de beaucoup de plateaux, un grand nombre de glacis et même des versants en pente douce[1] ? C'est pourquoi nous avons jugé utile de prêter une attention toute particulière aux mécanismes de l'altération différentielle des roches et de l'induration des produits meubles par les sesquioxydes, en nous référant à des travaux de caractère général ou à des études consacrées à d'autres régions de l'Afrique tropicale.

La désagrégation des roches et les transports mécanique ou chimique des éléments dissociés aboutissent à la formation d'une gamme très variée de sols. Ceux-ci reflètent dans une large mesure les dynamiques anciennes et actuelles de la morphogenèse. Il faut donc les situer dans le contexte géomorphologique, ce qui nous conduira à examiner leurs rapports avec le modelé.

1. Cf. Introduction, paragr. A 2.

Chapitre Premier

Les aspects de l'altération

Les principaux agents de désagrégation des roches et de pédogenèse en milieu tropical sont, comme l'a montré G. ROUGERIE (1960), par ordre décroissant : l'eau, la chaleur, la végétation[1]. Naturellement dans un domaine aussi vaste que les bassins du Sénégal et de la Gambie, qui s'étend des pays tropicaux humides jusqu'aux confins du désert, l'importance respective de ces éléments peut se modifier. L'eau et la végétation se raréfient dans les régions septentrionales et ne jouent qu'un rôle subordonné. La décomposition y est moins profonde et moins poussée. Le squelette rocheux apparaît sur de vastes étendues. La fragmentation par effet mécanique l'emporte largement sur l'altération par attaque chimique ou biochimique. Dans les domaines soudano-guinéen et guinéen, par contre, la désagrégation mécanique ne s'exerce que sur les pointements rocheux et les parois des corniches. Ailleurs, des sols souvent épais recouvrent la roche saine.

A. LA FRAGMENTATION

Les roches sont traversées fréquemment de fissures, de dimensions très variables, allant de la fente microscopique à la diaclase, large de 1 à 2 m et profonde de plusieurs dizaines de mètres. Beaucoup de roches sédimentaires présentent des joints de stratification. Nous avons vu que les niveaux de grès quartzites du Plateau Mandingue, du Fouta Djalon, de l'Afollé et de l'Assaba, d'âge infracambrien ou ordovicien[2], sont hachés par un réseau de diaclases à tracé souvent orthogonal. Les roches du socle antécambrien sont en général très tectonisées : les métabasites du complexe volcano-sédimentaire montrent par endroits un aspect laminé et les granites sont traversés de diaclases courbes. Les épais sills doléritiques sont également fissurés dans leur masse mais leur réseau de fentes est beaucoup plus lâche.

1. LES PROCESSUS

Les affleurements sont soumis aux agents atmosphériques qui exploitent ces fissures et en créent d'autres. Des fragments se détachent. J. TRICART et A. CAILLEUX (1960) ont analysé les mécanismes de la désagrégation en régions sèches. *Les grandes variations de température,*

1. L'air du sol intervient aussi, mais le rôle de cet agent n'est pas encor connu en zone tropicale.
2. 1re partie, chap. I, B 1 et 2.

que connaissent les milieux arides et subarides, affectent la partie superficielle des roches. Elles sont encore sensibles en zone tropicale humide, notamment en pays montagneux. Dans le Fouta Djalon J. CHAUTARD (1905) a noté fréquemment des températures de 55 °C aux heures les plus chaudes de la journée ; pendant la nuit la roche se refroidit jusqu'à atteindre la température de l'air au sol, toujours inférieure à 15 °C, parfois à 5 °C dans le centre du massif. Outre les amplitudes diurnes et annuelles, *les différences d'échauffement selon l'exposition interviennent aussi.* Rappelons que lors d'une mesure à Tinkoto (région de Kédougou) le 2 mai 1963 la température à la surface d'un pointement granitique était de 53 °C côté soleil, 41,5 °C côté ombre et de 43 °C dans la fissure[1].

Ces changements de température provoquent des ***alternances de dilatation et de rétraction.*** Des expériences ont montré que les coefficients de dilatation sont très variables d'une roche à l'autre et même au niveau du cristal, s'il s'agit d'une roche hétérogène. *La couleur de la roche ou du minéral intervient également.* A insolation égale les roches foncées atteignent une température supérieure de 10 à 15 °C à celle des roches claires[2]. Or dans les régions sahéliennes et soudaniennes la plupart des roches se couvrent d'une patine ferro-manganésique de teinte brun foncé ou noirâtre[3]. C'est la différence de dilatation entre la partie supérieure de la roche surchauffée et les autres parties, moins chaudes, qui engendre la thermoclastie.

P. BIROT (1960 b) et G. ROUGERIE (1962) estiment que les roches se fragmentent surtout à la suite *des variations d'humidité dans la pellicule superficielle.* Les affleurements rocheux subissent des alternances brutales d'hydratation et de dessiccation pendant la saison des pluies, puisqu'aux précipitations, qui tombent souvent sous forme d'averses, succèdent des heures de forte insolation, en milieu sahélien notamment. L'hydratation est également différentielle. Certaines roches y sont plus sensibles que d'autres, en fonction de leur fissuration, de leur schistosité et de leur porosité. En outre, certains minéraux réagissent plus vite ; c'est le cas des micas, des feldspaths et des minéraux argileux[4]. Le rôle des changements de température se limiterait à augmenter la perméabilité de la roche, facilitant ainsi la pénétration de l'eau jusqu'à une profondeur constante à partir de la surface[5].

Quoi qu'il en soit de l'importance respective des variations thermiques et hydriques dans le mécanisme, *la roche se désagrège peu à peu à l'air libre. Elle peut éclater dans sa masse ou se briser en petits fragments à l'échelle des cristaux.* Il est bien connu que la désagrégation granulaire affecte avant tout les roches à gros grains, les roches éruptives grenues et les grès grossiers, surtout lorsqu'ils sont mal cimentés. Ces mêmes roches sont souvent soumises à la *desquamation.* Comment se réalise ce mode de fragmentation ? Selon P. BIROT (1960 b), l'eau infiltrée persiste un certain temps à la profondeur de quelques centimètres et un commencement d'altération argileuse se manifeste, ce qui provoque un gonflement de la section interne, à la limite de l'hydratation. Comme cette augmentation de volume se répète souvent, elle provoque le décollement d'une petite plaque ou d'un copeau de quelques millimètres d'épaisseur et d'une longueur d'une dizaine de centimètres

Si les roches sont très fissurées, *la végétation ligneuse peut intervenir localement dans le mécanisme de fragmentation* par les pressions qu'exercent les racines des arbres ou arbustes sur les parois des fentes. Ne se localise-t-elle pas dans les régions sèches, de préférence sur les pointements rocheux coupés de fissures et au bas des corniches hachées de diaclases, où se conserve une certaine humidité ? Des exemples d'éclatements en cours par pénétration des racines s'observent surtout sur les niveaux de grès quartzites ou de grès quartzeux de l'Assaba et du Plateau Mandingue.

On conçoit aisément que *l'intensité de la fragmentation dépend dans une large mesure des micromilieux bioclimatiques. Elle est fonction aussi de la nature pétrographique et de la*

1. Cf. 1re partie, chap. II, A 6 a et fig. 21.
2. J. TRICART et A. CAILLEUX, 1960.
3. Cf. paragr. B 4.
4. G. ROUGERIE, 1962.
5. P. BIROT, 1960 b.

texture de la roche. Ces deux facteurs déterminent en outre le « débit », c'est-à-dire la grosseur et la forme des débris. L'étude géologique a montré que les principaux affleurements rocheux dans les bassins du Sénégal et de la Gambie appartiennent à la famille des grès, *sensu lato,* et à plusieurs groupes de roches cristallines ou métamorphiques. Quelles sont les modes de fragmentation des différentes roches ? Son rythme est-il lent ou rapide ?

2. LE MORCELLEMENT DES GRÈS

Les grès présentent de nombreuses variétés. Même à l'intérieur d'une formation, des bancs de grès alternent parfois avec des niveaux de grès quartzites plus résistants ou avec des lits de grès fins, schisteux et plus tendres. Tous les grès paléozoïques sont quartzeux mais leur degré de cimentation change souvent d'un banc à l'autre.

Des observations dans le massif de l'Assaba, notamment près de la passe de Soufa, montrent que *les **grès à grains moyens ou grossiers** subissent à la fois une fragmentation en blocs ou en éclats et une désagrégation granulaire.* Les blocs se déchaussent d'abord selon le système de fentes naturelles, fissures béantes et diaclases. Un grand nombre de blocs sont éclatés selon des fissures souvent courbes, larges de quelques centimètres, qui paraissent très fraîches. Les arêtes restent vives le long de la fissure et les faces de la cassure ne sont jamais patinées (fig. 42). Le plus souvent les deux morceaux sont bien détachés mais quelquefois ils « collent » encore à l'une des extrémités. Les blocs et les fragments sont soumis à la désagrégation granulaire. La patine ferrugineuse, épaisse de 0,5 à 1 mm, s'est brisée ; elle se détache par plaquettes et ne subsiste qu'en lambeaux. Ceux-ci restent en saillie sous forme de minuscules « mesas » et indiquent les contours originels des blocs (fig. 42). Sous la patine, qui constituait une enveloppe protectrice de grès quartzites ferrugineux, les grains moins cimentés se détachent facilement[1]. *Aussi les grès sont-ils taraudés de cupules, de cannelures et d'alvéoles.*

Au Nord de la passe de Soufa, une couche de grès tendre, largement éventrée, aux formes superficielles molles, repose sur le plateau de grès quartzite : des bosses allongées séparent de larges cuvettes, remplies de sable et couvertes d'un tapis herbacé. Les surfaces rocheuses montrent souvent un aspect polygoné. La roche se débite par larges plaques, épaisses seulement de 1 ou 2 cm. Dans l'Afollé les grès tendres à larges stratifications entrecroisées, qui apparaissent sur de vastes superficies, sont de même fortement attaqués et donnent un relief très mou[2]. Ainsi *la désagrégation des roches semble beaucoup plus active dans ces montagnes de la zone sahélienne, dont l'altitude ne dépasse pourtant pas 600 m, que dans les grands massifs sahariens.* Rappelons à ce propos les indications de J. MALAURIE (1950) pour le Hoggar : seul 2 % des blocs ont subi une fragmentation notable, 10 à 15 % un délit superficiel postérieurement à la formation d'une patine déjà ancienne[3].

Les affleurements gréseux du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue présentent les mêmes modes de désagrégation. Cependant, faute d'observations continues et en nombre suffisant, il nous est difficile d'apprécier leur importance respective et leur ampleur. La désagrégation granulaire paraît plus faible que dans l'Assaba et l'Afollé[4]. Seuls les grès feldspathiques peu compacts s'effritent aisément. J. CHAUTARD (1905) avait déjà remarqué des cannelures sur des piliers et blocs de grès dans le Fouta Djalon. Suivant les conceptions de l'époque, il les a attribuées à la corrasion[5] alors qu'elles résultent d'une désagrégation granulaire de certains lits peu cimentés. P. JAEGER et M. JAROVOY (1952) ont décrit le mécanisme de la fragmentation des dalles gréseuses horizontales ou subhorizontales du plateau de Kita par

1. Cf. J. TRICART, A. CAILLEUX, 1960.
2. D'après C. BENSE, 1961, et nos propres observations au Nord-Ouest de Yélimané.
3. Elle date d'une période plus humide.
4. Nulle part le sable ne s'accumule autour des blocs, même pas au pied des chicots, alors que le ruissellement n'y apparaît guère et que la déflation éolienne n'intervient plus dans l'évacuation des débris.
5. E. DE CHÉTELAT, 1938, p. 31, avait déjà mis en doute cette interprétation.

« polygonation » : « La roche est sillonnée en tous sens par un système de fissures limitant entre elles des aires d'une étonnante précision géométrique. Des cupules se creusent, les fissures vont en s'élargissant, ... L'aire primitivement polygonale, aux angles vifs, prend des contours arrondis, usés. L'érosion... ne laisse plus, en fin de compte, que des moignons rocheux aux formes variables qui, tôt ou tard, ne tardent pas à disparaître à leur tour. »

L'eau qui ruisselle à la surface du sol peut intervenir dans la désagrégation des grès mal cimentés. Ainsi les grès à grandes stratifications entrecroisées de l'Afollé portent dans certaines dépressions les marques d'un ruissellement diffus sur une grande largeur. Naturellement cette action directe de l'eau se manifeste surtout en zone sahélienne, où le tapis végétal se déchire. *Lorsque la roche est très fissurée en surface, l'eau s'infiltre, suit les diaclases et les moindres fentes. Elle circule principalement dans les niveaux de grès peu cimentés, qui sont alors soumis à la désagrégation granulaire.* Les eaux souterraines sont capables de creuser dans les grès tendres, par action mécanique, des cavités et des galeries comme le long d'un vrai réseau

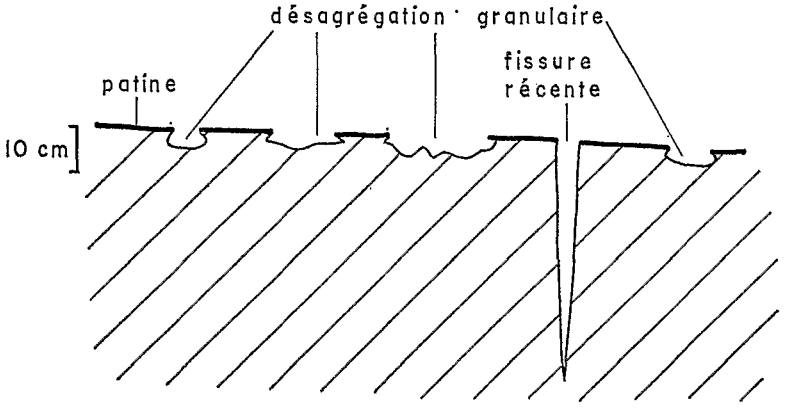


FIG. 42. — Fragmentation des grès en milieu tropical sec.

karstique. Mais le matériel, de caractère détritique, est déposé aux points d'émergence, généralement au bas des corniches, au lieu d'être mis en solution. Cette fragmentation en profondeur affecte certaines parties des plateaux gréseux de l'Assaba et de l'Afollé, notamment les pourtours des bassins intérieurs et les bordures des massifs[1]. Elle explique *la fréquence de grottes et d'abris sous roches*, comme ceux de Takoutala, à 22 km au Nord-Ouest de Yélimané[2]. La présence de peintures rupestres indique pour plusieurs cavernes une occupation humaine au moins temporaire.

Des témoins de désagrégation mécanique souterraine se retrouvent dans les régions méridionales. E. DE CHÉTELAT (1938) signale pour les niveaux de grès tendres de l'Ouest du Fouta Djalon « la formation de nombreuses grottes et cavités, les grottes ayant parfois leur plafond écroulé et présentant des traces de cours d'eau souterrains ». Il est probable que dans ce domaine plus humide, l'action mécanique de l'écoulement en profondeur est facilitée par une altération chimique préalable du matériel. Notons que dans la région de Kita existent aussi des grottes à dessins rupestres sur le pourtour de certains plateaux gréseux[3].

Les ***grès fins schisteux*** sont bien représentés dans les séries infracambriennes du Plateau Mandingue et apparaissent dans l'Assaba, sous les grès plus grossiers et les grès quartzites[4]. De nombreuses fentes de stratification traversent ces niveaux à grains fins, généralement bien cimentées, et les découpent en lits épais de 2 à 3 cm seulement. *La roche se*

1. S. DAVEAU, 1963, l'a observée dans le petit massif du Rkiz, qui forme un bastion avancé de l'Afollé, et dans la partie nord-est du plateau de l'Assaba.
2. R. MAUNY, 1954.
3. P. JAEGER, DUONG-HUU-THOI, 1951.
4. Cf. 1re partie, chap. I, B 1 et 2.

débite très facilement en d'innombrables plaquettes très caractéristiques, longues d'une dizaine de centimètres, larges de 3 à 6 cm. A cause de cette fragmentation, très particulière, les géologues les appellent souvent *grès à plaquettes*. Une multitude de débris rectangulaires ou en losanges jonche le sol autour des affleurements. Les plaquettes se réduisent, semble-t-il, surtout par cassure suivant les plans de stratification.

Les couches de ***grès quartzites*** affleurent largement, aussi bien dans l'Assaba et l'Afollé que dans le Plateau Mandingue et certaines parties du Fouta Djalon. Grâce à la grande dureté de la roche, elles forment presque toujours l'assise tabulaire du sommet des buttes et des plateaux et pointent en de nombreux endroits dans le lit des rivières sous forme de seuils ou déterminent des chutes et des cascades. *Les grès quartzites se fragmentent le plus souvent en très gros blocs cubiques selon le réseau de diaclases*. En escaladant les corniches de l'Assaba ou du Plateau Mandingue on remarque par endroits des blocs à moitié détachés. Certains atteignent le volume impressionnant d'une centaine de mètres cubes. La désagrégation granulaire n'a évidemment aucune prise sur cette roche très compacte. *Les blocs diminuent de taille par de nouvelles fragmentations*. Mais des milliers d'années s'écoulent probablement jusqu'à ce que les gros blocs se soient brisés en éclats mobilisables par les eaux de ruissellement. Certaines formations sont cependant très fissurées et se débitent en blocs plus petits. Ainsi les grès très souvent quartzitiques de la série de Ségou dans les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon se cassent en parallélépipèdes, dont la longueur ne dépasse guère 50 cm ; ils peuvent être déplacés tels quels par les crues de la Gambie.

Dans les formations gréseuses hétérogènes, la fragmentation revêt des aspects divers. Les grès du Boundou, par exemple, présentent sur le Tiokoye inférieur[1] trois faciès différents. Le faciès habituel semble être un grès quartzeux rose assez grossier, faiblement cimenté. La roche se couvre d'une patine ferrugineuse. Quand celle-ci se détache le grès est soumis à une désagrégation granulaire ; des cupules et alvéoles le creusent. Les couches se débitent selon les fissures en blocs légèrement arrondis. Ces grès sont interstratifiés avec des bancs de grès quartzites rouge violacé, fournissant des débris anguleux de forme cubique, et avec des niveaux de grès fins verdâtres, en lits compacts, à débit en plaques et dalles rectangulaires.

Comme les vitesses de fragmentation en un même lieu dépendent de la lithologie, ***une érosion différentielle se produit dans ces séries gréseuses du Paléozoïque.*** Les bancs de grès quartzites et grès quartzeux bien cimentés restent en saillie et se marquent dans les versants par des ruptures de pente. S'ils sont épais, ils dressent des *corniches subverticales* (fig. 43). Les grandes diaclases leur confèrent un aspect ruiniforme. Elles s'élargissent encore en bordure du plateau, par suite d'un certain glissement sous l'effet de la pesanteur. Les gros blocs s'affaissent peu à peu, puis s'éboulent le long de la corniche. Les éboulis, de dimensions très variables et réduits par la fragmentation, constituent un pavage sur les versants moins raides, taillés dans les grès plus tendres ; ils préservent ainsi les grès sous-jacents de la fragmentation. Par place, cependant, la couche dure est en porte à faux sur les grès friables, excavés par la désagrégation granulaire ou par l'action des eaux souterraines. Lorsqu'une puissante formation de grès mal cimentés n'est recouverte que d'un mince niveau résistant, la fragmentation est très active et les versants gréseux, sans protection efficace, reculent très vite. C'est ce qu'on observe dans l'Afollé : de grandes cheminées de fées, qui confèrent au paysage un aspect pittoresque[2], témoignent de la profonde désagrégation des grès tendres à larges stratifications, coiffés d'un banc peu épais de grès quartzites[3].

Parmi les formations gréseuses paléozoïques existe un niveau de grès très particulier : les « *grès à patine chamois* »[4]. Il se situe dans la série de Kayes, attribuée au Cambrien inférieur, et surmonte des couches de pélites et jaspes[5]. Ces roches détritiques de type grauwacke, dures,

1. Affluent de gauche de la Gambie (pl. I).
2. C. BENSE, 1961.
3. Cf. 1re partie, chap. I, B 1 a.
4. Dénommés ainsi par C. BENSE, 1961.
5. 1re partie, chap. I, B 2 a.

grisâtres, sont densément fracturées et *se débitent en petits blocs arrondis*, limités par des cassures courbes ; leur diamètre varie de 10 à 30 cm. Les jaspes possèdent un débit différent de celui des grès. Ils se fragmentent en parallélépipèdes typiques, dont les arêtes ne s'émoussent guère ; leur longueur atteint rarement 20 cm.

Les ***grès du Tertiaire*** se distinguent des grès paléozoïques par leur caractère souvent argileux. Ils sont en outre moins cimentés et se brisent généralement à la main. Seules les couches éocènes renferment des lentilles de grès quartzites[1]. Dans les dépôts du Continental terminal, au contraire, les grès argileux hétérométriques passent fréquemment à des sables[2]. *Ces grès à peine consolidés subissent une désagrégation granulaire intense lorsqu'ils affleurent.*

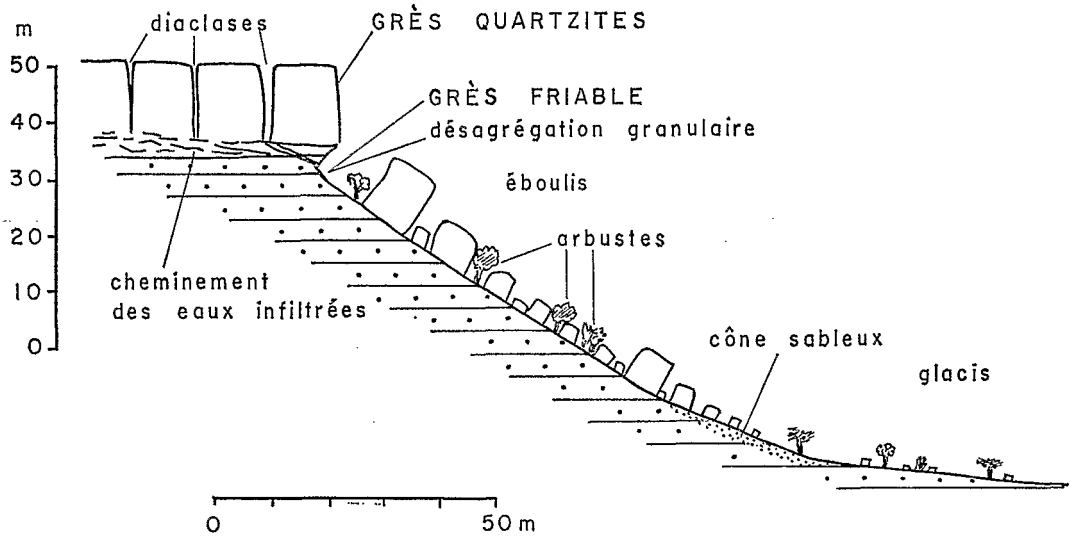


FIG. 43. — Versant gréseux des plateaux de l'Assaba (Mauritanie centrale).

Le sable s'accumule au pied des buttes et des plateaux en cônes aplatis. Des blocs éboulés indiquent toujours la présence de lentilles de grès quartzites au milieu de grès friables. Notons qu'en bordure du fleuve Sénégal, certaines buttes de grès du Continental terminal sont creusées d'alvéoles profondes, véritables taffonis. Ils se situent, en général, sur le versant nord-ouest ; cette exposition permet de conserver plus longuement l'humidité nécessaire pour l'effritement de ces grès peu compacts.

3. LA DÉSAGRÉGATION DES ROCHES CRISTALLINES ET MÉTAMORPHIQUES

Sur les affleurements de roches cristallines et métamorphiques la fragmentation revêt aussi des aspects multiples. Souvent des fissures se creusent dans la masse et font éclater la roche en une série de blocs anguleux. Des pointements rocheux se desquament par grosses écailles courbes, d'autres, par petites plaques ou copeaux. Des cristaux se détachent un par un sur certains blocs.

L'*ablation par esquilles et copeaux* est une conséquence des variations thermiques et hydriques dans la partie superficielle de l'affleurement rocheux. Par contre le *détachement de grandes écailles* semble lié à une fissuration dans la masse à la suite d'un allègement sous l'effet de l'érosion. Les fissures peuvent être élargies près de la surface par corrosion ; la gravité

1. Appelés grès de Savalel par P. ELOUARD ; 1re partie, chap. I, D 2 b.
2. Cf. les coupes de puits et de sondages, *in* P. ELOUARD, 1959.

entraîne le décrochement de l'écaille. *Souvent les deux mécanismes s'exercent en même temps sur le morne rocheux.*

Le géologue J. CHAUTARD, qui a parcouru le Fouta Djalon au début du siècle, a décrit des éclatements de roches éruptives, ainsi que des phénomènes d'écaillement et de desquamation. Il note (1905, p. 105-109) qu'on observe « des écaillements dans tout le Fouta Djalon mais surtout au centre du massif dans le Labé et le Ditinn »[1]. Les épaisseurs des petites écailles (copeaux) varieraient d'une région à l'autre ; elles atteignent leurs plus grandes tailles dans les parties élevées du massif. J. CHAUTARD y voit l'effet des amplitudes thermiques diurnes plus fortes. Le facteur hydratation intervient sans doute aussi. Nous avons signalé que ces hauts reliefs du Fouta Djalon sont souvent enveloppés de brouillard en saison des pluies[2]. Pendant la saison sèche, l'intense rayonnement nocturne peut engendrer des condensations occultes, qui humectent les parois rocheuses.

Les ***dolérites***, si fréquentes dans le Fouta Djalon, *sont sensibles à la desquamation et prennent la forme caractéristique de boules*[3]. La taille de ces boules est extrêmement variable, allant des dimensions d'une balle jusqu'au bloc arrondi d'un volume de plusieurs dizaines de mètres cubes. A. LACROIX (1914 b) et E. DE CHÉTELAT (1938) ont déjà remarqué que sur certaines corniches les sills de dolérite présentent un aspect columnaire et se débitent en prismes irréguliers selon les fentes de retrait.

L'altération physique des dolérites présente le même aspect sous toutes les latitudes. Nous avons observé fréquemment des exfoliations sur les affleurements doléritiques du Plateau Mandingue, de la boucle de la Gambie et, au-delà du Bakoy inférieur, dans le massif de Bafoulabé. L'épaisseur moyenne des esquilles varie de 5 à 15 cm. R. MAIGNIEN (1961 b) mentionne l'éclatement en blocs et la desquamation d'un dyke de dolérite, situé dans le haut bassin du Gorgol, soit en plein domaine sahélien (fig. 41). L'ablation par feuillets courbes, en pelures d'oignons, qui se détachent des boules de roche saine ou peu altérée, s'observe aussi dans les environs de Dakar sur les coulées doléritiques du volcan quaternaire des Mamelles, le long des falaises[4].

Les ***granites*** de la Falémé et de la moyenne Gambie *se fragmentent surtout par grandes écailles courbes.* Localement ils subissent aussi une désagrégation granulaire intense. Des arènes entourent les pointements rocheux et les boules. Sur les terrains granito-gneissiques du haut Bafing, R. GOLOUBINOW (1936, p. 55) a fait les observations suivantes : « L'érosion procède surtout par écaillement en pelure d'oignon. Ces écailles éclatent ; il se forme des blocs anguleux qui finissent par s'arrondir. » Certaines écailles atteignent 6 m d'épaisseur[5]. Les parois des roches grenues basiques sont aussi soumises à la désagrégation granulaire et deviennent rugueuses au toucher.

Si les dolérites et les divers types de granites s'altèrent en boule, la desquamation par grosses écailles affecte très rarement des roches éruptives à structure microlithique, tels les ***métaandésites*** et les ***métabasaltes*** de la série volcano-sédimentaire birrimienne[6]. Des observations dans la région de Kédougou montrent que *ces roches se fissurent dans leur masse et se fragmentent en blocs qui restent le plus souvent anguleux.* Sur les cassures anciennes s'est formée une mince patine, moins épaisse et moins foncée que sur les parois extérieures. Des copeaux de roche patinée s'enlèvent des différentes faces. Le développement des surfaces claires indiquerait une fragmentation locale très active, peut-être liée à un microclimat agressif (exposition particulière, forte humidité de bas-fond).

Les affleurements de roches cristallines des bassins du Sénégal et de la Gambie se situent surtout dans des régions tropicales humides ou subhumides, mais ils présentent les

1. Nom de la région de Dalaba.
2. 1re partie, chap. II, A 4 b.
3. Pour le plateau du Labé, cf. J. POUQUET, 1954 a.
4. Dans ce cas, la cristallisation du sel déposé par les embruns peut jouer un certain rôle dans le processus de désagrégation.
5. G. ROUGERIE, 1960, p. 133, note qu'il a rencontré en climat soudanien des écailles concentriques géantes encore appuyées à la boule rocheuse originelle.
6. Cf. 1re partie, chap. I, A 1.

mêmes formes de désagrégation mécanique que dans les pays secs[1]. Notons que, parmi le matériel détritique issu de roches éruptives, le ***quartz filonien*** occupe une place de choix, principalement dans les provinces schisteuses. Le quartz *se débite selon le réseau de fissures en fragments anguleux* qui jonchent le sol ; les débris s'éparpillent souvent à la surface des glacis en de vastes regs dans les régions sèches du haut bassin du Gorgol.

Les roches métamorphiques sont représentées essentiellement par des formations schisteuses du Birrimien ou de la série Bakel-Mbout, et des cornéennes, formées au contact des sills doléritiques[2]. Les ***schistes***, *sensu lato*, se cassent aisément en plaquettes. Mais dans les régions méridionales elles n'affleurent que très rarement ; nous ne les avons observées que sur quelques collines des environs de Kossanto. Ailleurs elles sont couvertes de sols, formés *in situ*, ou de colluvions, souvent indurés. Par contre les ***cornéennes***, si fréquentes dans le Fouta Djalon, constituent des reliefs abrupts ; elles résistent parfois mieux à l'attaque que les dolérites qui les ont engendrées. Ces roches *se débitent en grandes dalles sonores*, puis se fragmentent peu à peu en de nombreuses plaques.

Les débris de roches compactes, grès bien cimentés, grès quartzites, dolérites, cornéennes et métabasites s'égrènent sur les versants ou s'entassent au pied des grandes corniches. Les fragments de grès et de grès quartzite se réduisent progressivement en petits éclats et en sable grossier, entraînés par le ruissellement, ou en sable fin emporté par déflation éolienne dans les régions septentrionales. Les boules, dalles et blocs de dolérite, cornéenne et métabasite subissent, en outre, une attaque chimique. Ils sont parfois enveloppés d'une croûte d'altération, plus claire que la roche, et donnent naissance à des sols argileux au bas des versants, si la décomposition dure longtemps.

B. L'ATTAQUE CHIMIQUE

L'altération des roches par actions chimiques et dans certains cas biochimiques dépend d'abord de facteurs généraux : conditions climatiques, nature du matériel rocheux. Ces facteurs généraux commandent les mécanismes et l'intensité de la décomposition ; ils déterminent ainsi la répartition de l'altération chimique par grandes aires ou zones. Mais des éléments locaux interviennent en outre : position des roches, situation topographique, présence de nappe phréatique, chimisme des eaux, vitesse de leur écoulement. *Le « milieu », c'est-à-dire l'environnement, joue un grand rôle, puisqu'il provoque une altération différentielle.* Ainsi un bloc de roche compacte se décompose en profondeur s'il est entouré de matériel poreux où les eaux peuvent séjourner, alors qu'en subsurface ou à l'air libre il résiste, se revêtant d'une mince croûte ou d'une patine. Ces modalités de l'altération différentielle influent directement sur la morphogenèse.

1. FACTEURS GÉNÉRAUX ET LOCAUX

Il est évident que les ***facteurs climatiques*** orientent, à l'échelle régionale, l'altération chimique et la pédogenèse. Les températures étant partout élevées en zone intertropicale, la répartition des pluies intervient comme principal facteur de différenciation. Nous avons vu[3] que dans les bassins du Sénégal et de la Gambie la hauteur des précipitations annuelles

1. Cf. G. Rougerie, 1962, qui résume les observations de différents auteurs.
2. Cf. 1re partie, chap. I, B 4 b.
3. 1re partie, chap. II, A 3 a.

décroît de 2 000 mm aux sources du Bafing à 250 mm au-delà de la basse vallée du Sénégal ; en même temps la saison sèche s'allonge de trois mois à neuf mois.

Dans les régions bien arrosées du Fouta Djalon et de Basse-Casamance les roches subissent une attaque chimique profonde. *L'hydrolyse est très poussée grâce à la grande humidité et à la température moyenne élevée :* les silicates se décomposent totalement, des hydroxydes d'alumine s'individualisent[1]. Une couche épaisse d'altérite recouvre partout la roche saine (fig. 44) ; sa puissance est en général supérieure à 10 m et atteint souvent 20 à 30 m sur les hauts plateaux latéritiques.

L'intensité de l'altération chimique diminue progressivement dans les domaines soudanien et sahélien. Elle est généralement arrêtée plusieurs mois chaque année par manque d'eau. La fraction argileuse des produits d'altération contient souvent des minéraux silicatés intacts, feldspaths, micas, chlorites[2]. L'épaisseur moyenne des altérites se réduit et devient inférieure à 1 m dans les régions sahéliennes (fig. 44).

Dans ce cadre général *la grande variété de roches introduit bien des diversités.* Non seulement la nature des produits d'altération mais aussi leur épaisseur changent souvent d'une roche à l'autre en un même lieu. Nous prêterons donc une attention particulière au facteur pétrographique.

a. Le rôle de la lithologie

L'attaque chimique des roches dépend d'abord de leur composition minéralogique, ensuite de leur structure et de leur texture[3]. Les ***minéraux*** présentent des sensibilités différentes à l'altération selon leur composition chimique et l'agencement de l'édifice cristallin. Si l'on considère leur résistance à l'attaque chimique et biochimique dans le domaine tropical, *les principaux minéraux sont généralement classés comme suit, par ordre décroissant de vulnérabilité*[4] :

Silicates basiques, riches en éléments ferromagnésiens (olivine, pyroxène, amphibole, biotite).
Feldspaths calco-sodiques.
Feldspaths potassiques (le microcline reste longtemps peu altéré).
Muscovite.
Quartz.

D'après les recherches en cours sur les roches birrimiennes du Sénégal oriental, le degré d'altérabilité des minéraux à ferro-magnésiens et des feldspaths calco-sodiques est approximativement du même ordre. Il varie d'ailleurs souvent d'un endroit à l'autre en fonction du milieu et surtout de l'état du minéral. Si celui-ci est bien cristallisé, ne présente que très peu de fissures et ne comporte pas d'inclusions, il subsiste beaucoup plus longtemps[5].

Le ***quartz*** est très peu affecté par l'altération. Certains auteurs pensent cependant qu'il subit une dissolution en milieu tropical humide. R. MAIGNIEN (1958) précise que le quartz est stable dans les horizons de surface, mais s'altère intensément en profondeur dans les sols ferrallitiques[6]. Diverses observations nous ont montré que le quartz filonien se réduit surtout par fragmentation : les oxydes de fer remplissent les fissures et pénètrent parfois dans la structure cristalline du quartz qu'ils teintent. Ensuite, ils sont souvent dissous et laissent des vides. *Ainsi les fissures ferruginisées facilitent l'éclatement des blocs.*

Les fragments de quartz qui présentent une usure ont été façonnés le plus souvent

1. Cf. G. MILLOT, 1964, p. 144.
2. Cf. G. MILLOT, 1964, p. 133.
3. Ces termes sont employés dans le sens que leur donnent les pétrographes français ; cf. J. JUNG, 1958.
4. Cf. notamment G. AUBERT, 1954 a ; R. MAIGNIEN, 1958 ; G. ROUGERIE, 1960.
5. Renseignement oral de J. WACKERMANN.
6. Cf. au chap. III, A 1, la définition des sols ferrallitiques.

par transport. Mais il serait imprudent de vouloir généraliser. Dans la région de Saraya au Sénégal oriental, nous avons remarqué dans plusieurs tranchées des quartz aux arêtes émoussées, restés *in situ* ou déplacés sur une très courte distance ; ces débris légèrement usés se mélangent d'ailleurs à des éléments anguleux, généralement plus gros[1]. Il semble que *l'usure provienne dans ce cas d'une certaine corrosion par les eaux de la nappe phréatique.* Si les fragments de quartz se situent dans la zone d'oscillation de la nappe, ils s'imprègnent de plus en plus de solutions ferrugineuses et deviennent très friables ; ils se réduisent alors facilement en

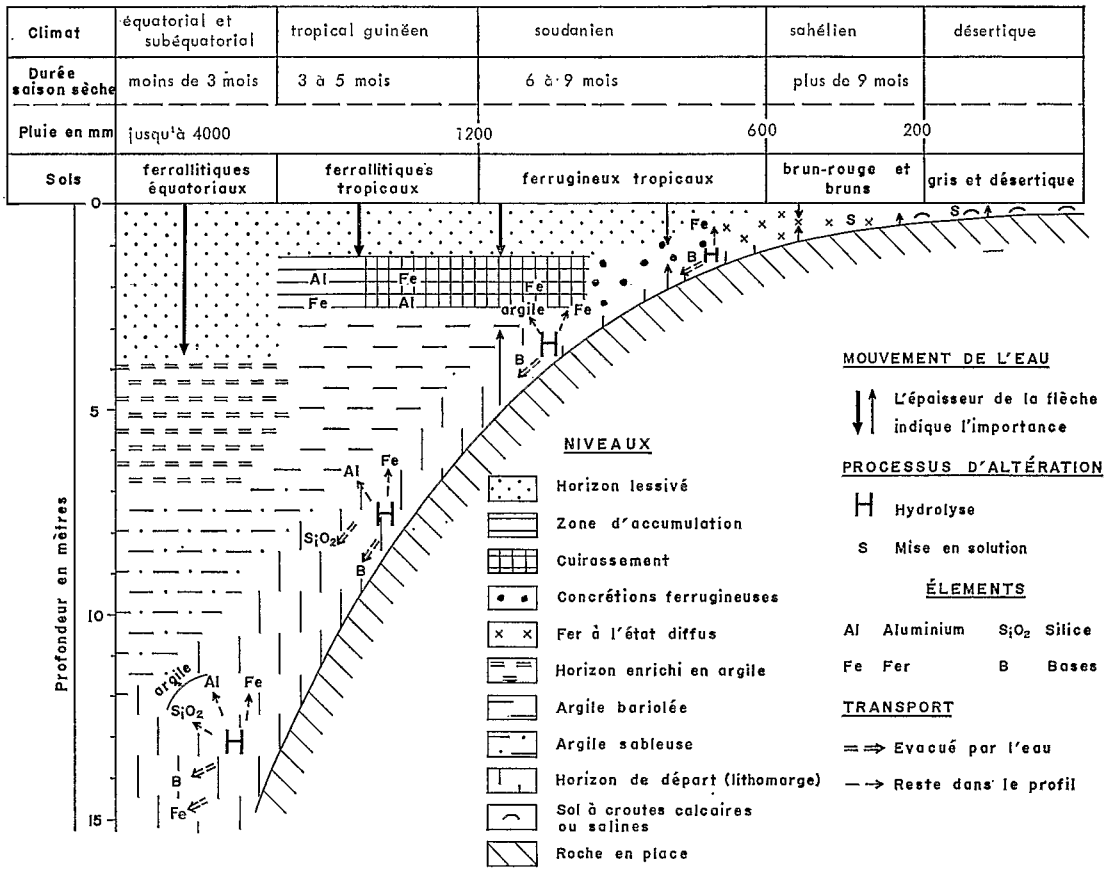


FIG. 44. — Coupe schématique de l'altération et des sols dans les régions tropicales d'Afrique, d'après G. ROUGERIE, avec quelques modifications.

éclats qui s'émoussent. M. BOYÉ (1960) a aussi constaté en Guyane que des formes arrondies peuvent être acquises en l'absence de tout transport. Ses mesures sur des échantillons prélevés dans un sondage confirment que l'émoussé des cailloux augmente avec la diminution de leur taille.

Les grains de quartz se cassent par ferruginisation des fissures. L. GLANGEAUD (1941) constatait déjà, en examinant des échantillons sableux d'Afrique occidentale (Mission SCAETTA, 1937) que « la diminution de grosseur des grains de quartz se produit rarement par dissolution, mais presque toujours par fragmentation »[2]. Il indiquait cependant que « pour les grains de quartz homogènes non fissurés, les angles ont tendance à s'arrondir ». En effet *l'étude morphoscopique de certains sables montre des altérations de surface d'une partie des grains* sous l'effet

1. P. MICHEL, 1960 d.
2. Ces observations sont confirmées par les méthodes d'analyse qu'ont utilisées récemment A. CHAUVEL et G. PÉDRO, 1967.

d'un lessivage chimique. De même l'examen des lames minces de plusieurs échantillons de grès du Boundou, prélevés près de la moyenne Gambie, permet de constater la fréquence des grains de quartz corrodés par altération chimique (Annexe 2).

Outre le quartz, quelques autres minéraux résistent à la décomposition : la magnétite, l'ilménite, la tourmaline, le zircon, le rutile, l'anatase ; ils se retrouvent dans les sols à l'état résiduel[1]. Notons que des oxydes de titane (TiO_2) sont toujours présents en petites quantités dans les cuirasses latéritiques[2].

Dans les formations argileuses d'altération la *kaolinite* domine presque exclusivement dans la zone tropicale humide, qui englobe les parties méridionales des bassins du Sénégal et de la Gambie. J. D'HOORE (1954) considère la kaolinite comme un minéral altérable dans ce milieu, notamment s'il s'agit de formations anciennes où toute « réserve minérale » a disparu depuis longtemps. R. MAIGNIEN (1958) remarque qu'en milieu ferrallitique elle peut se décomposer en Si et Al après rupture des feuillets, lorsque les conditions de drainage s'améliorent. Cependant la désilicification de la kaolinite en gibbsite n'a été mise en évidence dans aucun des profils étudiés par J. DELVIGNE (1965).

La ***structure*** différencie principalement les roches éruptives qui n'affleurent, rappelons-le, que dans certaines régions des hauts bassins. Son influence sur l'altération n'apparaît pas nettement : dans les formations volcano-sédimentaires birrimiennes, les roches microlithiques (métaandésites, métabasaltes) sont altérées autant que les roches grenues (métadiorites, métagabbros). Il faut noter cependant que l'ensemble de la formation a subi des efforts tectoniques et un léger métamorphisme, accompagnés d'une fissuration générale des masses rocheuses.

La ***texture*** par contre, *intervient pour favoriser ou ralentir l'attaque chimique.* La décomposition est plus profonde dans les roches bien litées ou très fissurées. Ainsi les schistes ont été très sensibles à la latéritisation. Les « roches vertes » birrimiennes ont subi une altération plus intense que les dolérites paléozoïques, beaucoup moins fissurées. Les grès en plaquettes sont plus sensibles à une corrosion chimique que les grès massifs.

Il existe naturellement plusieurs stades dans la décomposition des roches en éléments meubles. Dans une étude récente sur les faciès pétrographiques des formations volcaniques basiques du Birrimien au Sénégal oriental, J. WACKERMANN (1967) distingue *trois degrés de* ***transformations :***

— *Celles du* ***premier degré*** *s'observent à la base des manteaux d'altération et sur les boules résiduelles en surface.* Elles conservent aux faciès une cohésion et une dureté comparables à celles d'une roche saine. Pour les feldspaths, le processus fondamental est constitué par l'albitisation des plagioclases marquée par un appauvrissement relatif en Ca par rapport à Na. Lorsque K est disponible il se forme de la séricite. Avec la présence de Fe^{3+}, des genèses d'épidotes plus ou moins ferrifères peuvent avoir lieu. La silice non réutilisée dans ces réactions peut demeurer sur place, en inclusions ou à l'extérieur, sous forme de calcédoine ou de quartz. Les pyroxènes se transforment en amphiboles, généralement des hornblendes vertes, qui peuvent donner naissance à des chlorites. Ces transformations s'opèrent à partir des bordures et des fractures et clivages importants Dans certaines zones les pyroxènes sont remplacés directement par des phyllites chloriteux.
Tous ces changements s'accompagnent de l'apparition d'une couleur verdâtre, qui se substitue à la coloration noirâtre initiale, la teinte verte étant liée à la présence des chlorites et épidotes. On observe, en outre, des silicifications importantes dans certains échantillons. Cet apport massif de silice n'a pu s'effectuer qu'à partir des eaux phréatiques, enrichies par les phénomènes d'altération près de la surface du sol.

— *Au cours des transformations de* ***second degré,*** *les roches acquièrent des caractères de porosité, de friabilité, tout en conservant, à l'échelle macroscopique, l'architecture primitive du réseau de*

1. R. MAIGNIEN, 1958.
2. Cf. les résultats d'analyse chimique : P. MICHEL, 1960 a ; P. MICHEL et C. PÉREZ, 1960.

diaclases. C'est le domaine de la genèse des minéraux phylliteux et fibreux, qui constituent principalement le manteau d'altérites. Dans les filiations feldspathiques, les processus d'albitisation et de séricitisation se poursuivent avec une intensité accrue. Les plagioclases sont fortement cariés, démantelés, et d'abondantes néogenèses de quartz-calcédoine se produisent en leur sein ou à proximité. Mais la décomposition actuelle n'aboutit pas à la kaolinitisation des feldspaths[1]. Les pyroxènes non transformés précédemment sont remplacés par des amas de phyllites de type vermiculites. Les minéraux secondaires, amphiboles et chlorites, évoluent aussi en vermiculites lorsque le milieu de genèse est caractérisé par un drainage médiocre (élimination modérée de Fe-Al et Mg), sinon ils se muent en talcs et séricites.
Les diaclases, plus ouvertes que dans les faciès durs sous-jacents, sont tapissées d'oxydes et d'hydroxydes de Fe et Mn, de revêtements de quartz-calcédoine et de phyllites de néoformation. Les colorations des niveaux de ce manteau vont de la teinte verdâtre, à la base, à une teinte gris blanchâtre à jaunâtre dans la partie médiane, pour prendre vers le haut une teinte rouge s'il existe un processus d'oxydation dès ce degré. Le volume global de la roche reste conservé dans cette étape de l'altération.

— *Les transformations du* ***troisième degré*** *correspondent au domaine de la genèse des sols proprement dit : la restructuration poussée efface les diaclases sous-jacentes et les reliques structurales héritées de l'agencement des minéraux primaires ou secondaires.* Il se forme une matrice composée de grains de quartz et de plasma à éléments cryptocristallins (phyllites — hydroxydes et oxydes de fer). Une nouvelle structure y apparaît souvent ; elle se traduit par l'individualisation d'agrégats, de nodules et concrétions à la suite d'apport de Ca, Fe, Mn par « la phase eau ». Dans les filiations phylliteuses, les séricites acquièrent de grandes tailles. Surtout, les vermiculites se transforment invariablement en montmorillonites. *La ferritisation est un phénomène courant dans cette partie supérieure des altérites,* comme nous le verrons ultérieurement. La précipitation des carbonates, principalement de la calcite, y est plus rare ; elle nécessite l'imprégnation par la nappe phréatique durant un certain laps de temps et exige un apport d'anhydride carbonique par les eaux d'infiltration. J. WACKERMANN n'a pas observé de silicifications dans les horizons du troisième degré ; elles sont spécifiques des premier et second degrés, dans le domaine climatique présent (sud-soudanien) et sur roches éruptives.

Les diverses formations géologiques livrent ainsi des produits meubles de taille et nature diverses, qui introduisent autant de variations dans les sols climaciques. *Sur les* ***granites*** *et la plupart des* ***gneiss*** *se sont formées des arènes,* dont certains niveaux ont pu être enrichis en argile kaolinique par lessivage ; vers la base, elles présentent souvent des structures conservées de la roche mère.

Prenons comme exemple la coupe du puits de recherche P 13 sur granite à Tinkoto (région de Kédougou)[2] :

0,00- 0,30 m	sol (terre grise)
0,30- 1,50	complexe de nodules ferrugineux, de gravillons et de blocs de cuirasse (allochtone)
1,50- 4,25	argile grise, pauvre en grain de quartz
4,25- 5,65	formation arénacée blanche ou jaune-ocre à imprégnations ferrugineuses
5,65-10,20	arènes blanches et roses, à structure conservée par place
10,20	bloc de granite sur le côté du puits

L'altération des ***roches basiques*** *et des* ***schistes*** *donne un matériel fin, argileux, homogène et très peu perméable.* Dans les « roches vertes » birrimiennes très fissurées et dans les schistes, l'attaque chimique descend à de grandes profondeurs le long des fentes, mais *la transformation de la masse rocheuse est incomplète.* Les eaux percolent peu et lessivent moins qu'en milieu bien perméable, telle l'arène granitique. Aussi les sondages rencontrent-ils

1. Nous verrons dans la 4e partie, chap. 1 A, que les argiles kaoliniques sur ces roches basiques sont héritées de phases d'altération plus intense au cours de longues périodes humides.
2. P. MICHEL, 1962 a.

souvent à faible profondeur des fragments de roche peu altérée, puis traversent une grande épaisseur de roche « pourrie ».

Ce caractère particulier de la décomposition est illustré par la coupe du puits P 7 implanté à Tinkoto sur une bande de métabasites birrimiens[1] :

0,00- 0,10 m	sol gris
0,10- 2,50	formation argileuse faiblement indurée par les oxydes de fer
2,50- 4,75	terres argileuses jaunes, rouges ou verdâtres avec des nodules de roche peu altérée
4,75-13,50	roche « pourrie », veinée d'oxydes de fer, avec des zones de terres argileuses rouges.

La roche saine n'a pas été atteinte. C'est probablement une métaandésite.

Les profils des puits sur schistes sont très semblables. Voici la coupe de l'un d'eux, creusé près de Fékola[2] à 50 km au Sud-Sud-Ouest de Kéniéba, dans un secteur où le soubassement est constitué de schistes birrimiens :

0,00- 1,50 m	niveau fortement induré par le fer (cuirasse)
1,50- 7,00	formation argileuse peu indurée
7,00-13,50	niveau très argileux à éléments de roche peu décomposée (structure conservée)
13,50-21,50	roche faiblement altérée (schiste finement lité, couleur violette)

*Les **grès siliceux** à grains fins sont réfractaires à l'attaque chimique.* Leur altération est surtout d'ordre physique : elle s'effectue par dissolution des ciments[3] ou par imprégnation ferrugineuse. Ainsi la roche perd progressivement sa cohésion et peut se réduire en sable. Les formations gréseuses de l'Infracambrien des contreforts septentrionaux du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue, de couleur blanche ou rose, se teintent parfois près de la surface en jaune ou en rouge. C'est aussi le cas des grès ordoviciens de la région de Dalaba, d'après les observations de R. MAIGNIEN (1953).

Les ***grès grossiers***, plus poreux, s'imprègnent facilement de solutions ferrugineuses, se colorent dans leur masse et deviennent alors très friables. Mais *cette altération n'affecte que les niveaux de grès quartzeux mal consolidés.* Les grès bien cimentés et les grès quartzites ne sont pas soumis à cette attaque. Aussi le revêtement sableux est-il généralement mince sur les couches de grès siliceux et souvent interrompu par des affleurements de la roche *in situ*. Par contre, les grès rouges du Boundou, bien lités, souvent riches en fragments de feldspaths, sont très sensibles à l'altération. Ils se couvrent d'une épaisse couche de sable et apparaissent rarement en dehors des lits de rivières dans les régions méridionales ; la plaine de Youkounkoun en est un bel exemple[4]. L'étude des lames minces de différents échantillons montre que les oxydes de fer envahissent la roche et pénètrent dans les grains les plus corrodés (Annexe 2). La roche s'effrite alors facilement en sable fin, parfois riche en feldspaths ou en micas.

Les ***grès argileux*** du Continental terminal et de l'Éocène subissent aussi une certaine altération chimique ; elle est cependant beaucoup plus faible que dans les schistes de la série Bakel-Mbout, qui les bordent à l'Est. Ces grès, mal consolidés et riches en oxydes de fer, se désagrègent en sable argileux.

La coupe du puits de Ouadio, implanté dans ces formations gréseuses à 15 km au Nord-Est de Kaédi, montre *la faible profondeur du front d'altération*[5] :

0,00- 1,25 m	sable grossier et argileux
1,25- 1,45	graviers ferrugineux et gravillons de quartz (allochtone)
1,45- 2,50	sable argileux
2,50-13,00	grès argileux bariolé du Continental terminal

1. P. MICHEL, 1962 a.
2. Puits de prospection du C.E.A. (n° 418 E) que nous avons eu le loisir d'examiner avec des géologues de ce service.
3. R. MAIGNIEN, 1958.
4. Cf. E. DE CHÉTELAT, 1933, 1938.
5. P. MICHEL, 1956 c.

Les niveaux ***calcaires*** des formations sédimentaires, d'ailleurs peu fréquents dans l'ensemble, s'altèrent près de la surface par décalcification en argiles grises ou noires. Ainsi le long de l'entaille du Sénégal en aval de Bakel des taches de « terres noires » jalonnent les calcaires lutétiens sur la bordure ouest de la vallée[1].

b. La durée de l'attaque et le modelé

En plus des facteurs climatiques et lithologiques il faut considérer le déroulement de l'attaque chimique dans le temps, c'est-à-dire la ***durée de l'altération.*** Les pédologues tiennent de plus en plus compte de cet élément essentiel pour expliquer la formation des sols et leur répartition dans un ensemble régional. Ainsi, dans une étude sur les sols des régions sud-ouest du Sénégal, R. MAIGNIEN (1961 c) note que « la notion d'intensité d'altération est souvent masquée par la notion de durée d'altération » et précise que « pour des intensités semblables, les sols formés sur les surfaces anciennes du modelé paraissent souvent plus ferrallitisés que ceux formés sur les surfaces récentes : en particulier les profils sont plus profonds ».

Dans un même secteur et sur une roche homogène, la puissance des produits de décomposition varie souvent sur de courtes distances ; leur aspect et leur caractère granulométrique changent parfois aussi. Les recherches minières par lignes de puits du B.R.G.M. et du C.E.A.[2] dans les pays de la moyenne Gambie et de la Falémé — que nous avons pu suivre — montrent toujours *une altération plus profonde des roches sous les glacis à revêtement ferrugineux qu'à leur bordure, dans les entailles récentes du chevelu hydrographique*[3]. L'infiltration des eaux à travers la cuirasse des glacis et leur percolation dans les matériaux meubles plus ou moins poreux, pendant une longue période, a permis un épaississement progressif des altérites par leur base. Dans les entailles, par contre, la décomposition des roches n'a pu s'effectuer que depuis un laps de temps relativement court.

Nous présentons, à titre d'exemple, les coupes de deux puits creusés à l'Est de la « montagne » de Ouassa. Ils ne sont espacés que de 300 m ; le premier (Pg 1) se situe sur la partie haute d'un glacis cuirassé, le second (Pg 2) dans la dépression cernant la butte de métabasite :

Pg 1	0,00- 0,40 m	terre grise
	0,40- 4,50	niveau induré par le fer, avec quelques blocs de quartz (allochtone)
	4,50- 8,00	argile sableuse rouge ou jaune, qui contient des gravillons ferrugineux et quelques gros débris de quartz vers la base (allochtone)
	8,00- 9,25	argile jaune avec vermiculations remplies de terres rouges
	9,25-12,50	argile blanche kaolinique.

La roche mère n'a pas été atteinte : c'est peut-être une diorite.

Pg 2[4]	0,00- 0,45 m	terre grise
	0,45- 1,45	gravillons ferrugineux et débris de cuirasse mélangés à de l'argile (allochtone)
	1,45- 2,00	sable argileux à nodules ferrugineux et manganésifères
	2,00- 3,00	argile et roche altérée
	3,00- 8,00	diorite, faiblement altérée vers le haut

Le manteau de produits d'altération est particulièrement épais sur les hauts plateaux latéritiques du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue méridional. La décomposition chimique y a commencé depuis très longtemps et, en outre, le revêtement meuble a été protégé de l'érosion par une cuirasse très compacte[5]. Pendant cette longue période s'est produit un lessivage plus ou moins intense, qui a abouti à la formation de bauxite sur certains hauts

1. P. MICHEL, 1957 b.
2. Commissariat à l'énergie atomique, Saclay – France.
3. P. MICHEL, 1960 d, 1962 a.
4. Coupe de R. BROSSET, *in* J. GRAVESTEIJN, 1962.
5. Cf. 3e partie, chap. I.

bowé[1]. L'évolution géomorphologique joue par conséquent un grand rôle dans la répartition actuelle des altérites.

D'autres facteurs interviennent à l'échelle locale, notamment *la* ***topographie***, *la présence d'une* ***nappe phréatique***, *sa perennité. Dans les régions accidentées des hauts bassins l'altération des roches est, en général, moins profonde sur les versants que sur les surfaces planes ou faiblement inclinées des plateaux* (fig. 45 A). Les replats des flancs de vallées se traduisent

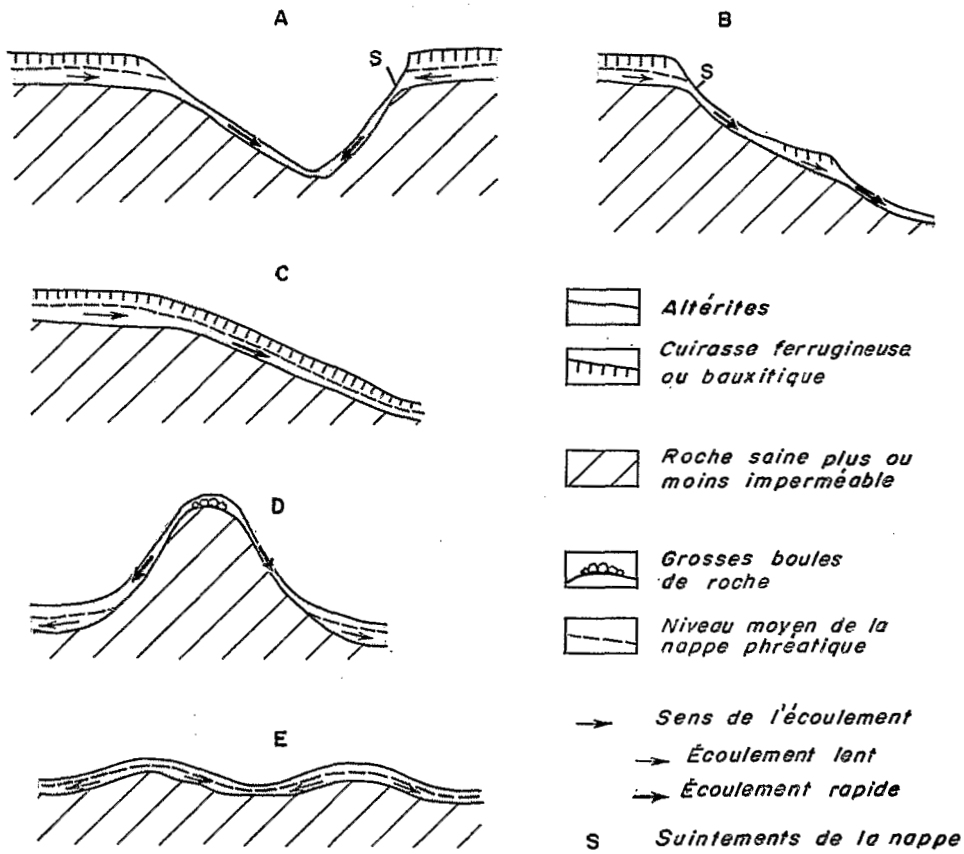


FIG. 45. — Épaisseur des altérites en fonction du modelé et de la circulation des eaux phréatiques.

par un gonflement local de la couverture d'altérites (fig. 45 B)[2]. Sur les pentes fortes l'eau s'écoule rapidement ; la nappe phréatique est peu épaisse ou manque totalement. Par contre, sur les vastes plateaux cuirassés l'eau s'accumule en profondeur au niveau de la roche saine, souvent imperméable, et le drainage est beaucoup plus lent. En bordure des corniches ou le long des entailles récentes, les eaux de la nappe suintent en de nombreux endroits à la base du matériel de décomposition qui agit comme une éponge (fig. 45 A). Néanmoins, si les versants sont couverts d'une formation latéritique bien indurée en surface, son épaisseur est du même ordre que sur le plateau, puisque l'altération a pu se poursuivre aussi pendant une longue période (fig. 45 C). Ces versants anciens, figés sous leur revêtement ferrugineux, sont bien développés dans la partie méridionale du Plateau Mandingue[3]. *Mais dans les secteurs profondément disséqués par le réseau hydrographique, l'altération est plus lente au sommet des buttes*

1. Mot vernaculaire, qui veut dire : plateau cuirassé ; cf. le glossaire.
2. J. P. LAJOINIE, M. BONIFAS, 1961.
3. P. MICHEL, 1960 a.

que sur le bas versant et au niveau des dépressions qui les séparent (fig. 45 D). Sur les hauteurs elle est alors entravée par le drainage trop rapide. La décomposition s'y manifeste surtout le long des diaclases, isolant des blocs à faible profondeur ; le ruissellement déblaie souvent les altérites et dégage les blocs en chaos.

Lorsque le modelé présente des formes molles, comme sur les batholites granitiques des pays de la Falémé et de la moyenne Gambie, l'altération sur les versants et au sommet des collines est du même ordre (fig. 45 E). Il semble cependant que la décomposition soit plus active dans la partie moyenne du versant, plus faible à la base et près du sommet (fig. 46). Cette différence résulte-t-elle d'un épaississement de la nappe à mi-pente ? D'un écoulement moins rapide de ses eaux ? Nous manquons malheureusement d'études précises sur les nappes phréatiques, leur comportement, les fluctuations en cours d'année, le chimisme de leurs eaux[1]. Constatons seulement, que par suite de la variation d'épaisseur du manteau d'altérites, la topographie de surface est indépendante de celle de la roche saine (fig. 46).

Mais l'attaque chimique et biochimique ne s'exerce pas uniquement sur la roche *in situ*. *Les terrains sont souvent constitués de colluvions, mises en place par éboulement, glissement ou par ruissellement.* Ce matériel, qu'on peut qualifier d'allochtone, couvre presque toujours les versants des buttes et des plateaux. Il s'étale souvent aussi sur des surfaces planes à pente très faible (1° à 5°), c'est-à-dire les glacis étagés au pied des reliefs. La partie supérieure du dépôt meuble est dans ce dernier cas souvent cimentée par les oxydes de fer, comme le montrent les coupes du puits Pg 1 à Ouassa ou celle du puits P 8 creusé sur un glacis perché au Nord-Est de Tinkoto[2] :

0,00- 5,00 m	niveau ferrugineux compact, riche en gravillons
5,00-14,50	complexe de gravillons et de blocs émoussés de cuirasse avec quelques grains de quartz. L'ensemble est légèrement induré par les oxydes de fer
14,50-16,00	blocs de cuirasse dans de l'argile bigarrée
16,00-18,30	argile bigarrée avec passages ferrugineux ; quelques gros grains de quartz groupés par nids

Le recouvrement détritique allochtone est formé le plus souvent de débris de quartz filonien ou de fragments d'anciennes cuirasses ferrugineuses, plus rarement alumineuses. Il s'agit là soit de matériel particulièrement rebelle à la décomposition, soit de produits qui ont déjà atteint le stade final de l'altération. Les fragments de roche, qui s'y ajoutent parfois, résistent mieux que les masses rocheuses en profondeur, baignées de façon permanente ou temporaire par les eaux de la nappe phréatique. En conséquence, *les profils présentent fréquemment un aspect « complexe »* :

Partie supérieure : ***matériel allochtone,*** à éléments grossiers, montrant une altération faible.
Partie inférieure : ***produits de décomposition de la roche*** *in situ,* constitués d'éléments fins, sableux ou argileux (seuls les filons de quartz fournissent des débris grossiers).

L'altération de la roche saine à la base du profil dépend avant tout de l'intensité de l'attaque, fonction de « l'agressivité » du climat. Nous avons déjà signalé qu'en considérant ce facteur, deux domaines peuvent être distingués dans les bassins du Sénégal et de la Gambie : les extrémités sud et sud-ouest, à précipitations annuelles supérieures à 1 500 mm (fig. 10), où les roches subissent le plus souvent une altération latéritique ; les autres régions, à pluviosité de plus en plus faible à mesure qu'on se déplace vers le Nord, où la décomposition des roches est moins complète. H. SCAETTA (1941) observait fort justement que dans la zone septentrionale « la latéritisation massive cède le pas à la ferritisation »[3].

1. Jusqu'à présent, seuls H. CAMUS et J. DEBUISSON, 1964, ont fait quelques observations, très fragmentaires : cf. 1re partie, chap. II, B 2 d.
2. P. MICHEL, 1962 a.
3. Cet auteur situait cependant la limite de la latéritisation actuelle au 14e parallèle, donc nettement au Nord de sa véritable limite (fig. 10).

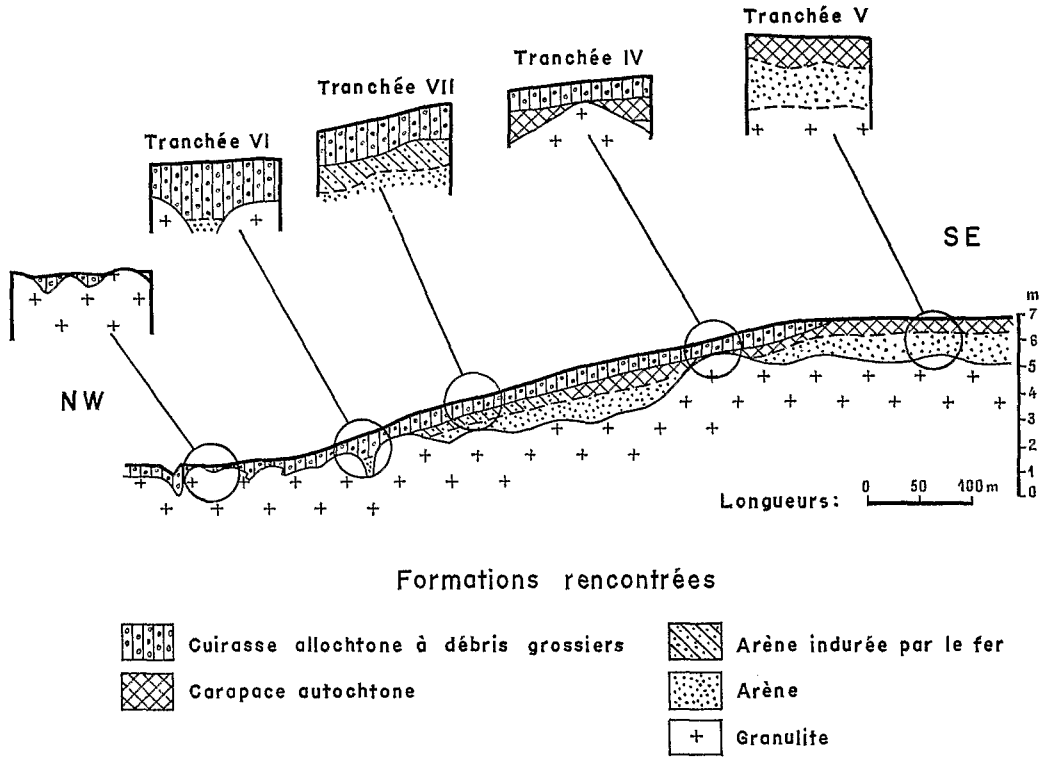


FIG. 46. — Chaîne de sols à Saraya (Sénégal oriental), d'après les travaux du C.E.A.

2. L'ALTÉRATION LATÉRITIQUE

Le terme ***latérite***, créé par F. BUCHANAN en 1807, est devenu assez équivoque. Depuis un siècle de nombreux travaux ont été consacrés à l'étude de la décomposition des roches en milieu tropical humide. Comme l'a bien montré G. ROUGERIE (1959 a, p. 199) la plupart des auteurs ont cherché à substituer à la définition originelle d'ordre descriptif, très imprécise, « une caractérisation d'ordre génétique et ce fut le concept d'une altération extrême poussée, au-delà du stade de formation des argiles des milieux tempérés, jusqu'à la séparation de la silice d'avec les hydroxydes d'alumine et de fer ». J. CHAUTARD précisait dès 1905 (p. 126) dans son étude sur le Fouta Djalon « qu'on est convenu de donner le nom de latérites au produit de décomposition, caractérisé par la présence d'alumine libre hydratée ». L'école pédologique française a utilisé en particulier ce concept au cours des vingt dernières années et a voulu lui donner une formulation précise, en utilisant le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O : dans les latérites vraies sa valeur doit être inférieure à 2[1] ce qui traduit la présence d'alumine libre.

La plupart des pédologues d'expression française ont substitué depuis une douzaine d'années au terme sol latéritique celui de sol ferrallitique[2]. Nous gardons cependant le mot latérite, très connu et d'usage courant chez les géographes et les géologues, pour désigner ***les produits d'une altération très poussée, qui contiennent en général des hydroxydes d'alumine à certains niveaux***[3] ; *la bauxite représente déjà une concentration assez forte d'alumine cristallisée.*

1. G. AUBERT, 1954 a.
2. Il est repris dans la légende de la carte des sols d'Afrique au 1/5 000 000, établie par J. D'HOORE, 1960. Cette carte en 7 feuilles a été publiée en 1963.
3. Dans son livre sur « la géologie des argiles », G. MILLOT, 1964, préfère aussi maintenir le terme de latéritisation plutôt que d'employer celui de ferralitisation ; cf. p. 152-153. Notons, en outre, que R. MAIGNIEN, 1966, a établi un « compte rendu de recherches sur les latérites » pour le colloque de l'U.N.E.S.C.O. concernant « les latérites », qui s'est tenu à Tananarive en septembre 1964 (ce travail n'a paru que deux ans plus tard).

Le ***milieu bioclimatique*** responsable de la formation des latérites a aussi fait l'objet de controverses. Certains auteurs, comme A. CHEVALIER (1948) et H. ERHART (1943), soutenaient que la latérite se constitue d'abord sous forêt humide. D'autres, comme P. VAGELER (1930), puis E. DE CHÉTELAT (1938), estimaient que la latéritisation s'effectue sous savane. Ces positions se sont nuancées et la multiplication des recherches sur le terrain a prouvé que *la latérite se forme dans le domaine tropical humide*, comme l'indiquait il y a plus de quarante ans A. LACROIX (1914 b) dans son mémoire sur « les latérites de la Guinée ». *Le climat est marqué à la fois par des précipitations supérieures à 1 500 mm et l'alternance d'une saison très humide et d'une saison intégralement sèche pendant au moins trois mois.* « Au début de la saison humide, le sol est imbibé d'eau ; au bout de quelques semaines, la saturation est réalisée, et alors de toutes parts jaillissent des sources abondantes, qui permettent l'évacuation des produits dissous » (A. LACROIX, 1914 b). Par contre, sous climat équatorial constamment humide, la silice libre produite par l'altération chimique reste en majeure partie sur place[1] ; elle peut se recombiner dans l'horizon de départ pour former des argiles kaoliniques (fig. 44).

Comment s'élabore la latérite? Depuis les travaux classiques de J. CHAUTARD et surtout de A. LACROIX, l'étude de ces problèmes a été reprise au cours des quinze dernières années, notamment en Guinée par M. BONIFAS, J. P. LAJOINIE, R. MAIGNIEN et J. SABOT, par J. DELVIGNE, en Côte d'Ivoire. Les minéraux se décomposent sous l'effet de l'***hydrolyse*** qui consiste en « un processus d'échange d'ions entre l'eau et la roche » (G. ROUGERIE, 1960, p. 135). Cette hydrolyse se poursuit en général pendant toute la saison sèche, grâce à la permanence des nappes phréatiques au niveau de la roche saine souvent imperméable. Le résultat est bien connu : *les silicates sont détruits ; les bases entrent en solution ; le fer, l'alumine et la silice s'individualisent ; les bases et une partie de la silice sont exportées* (fig. 44). J. CHAUTARD et P. LEMOINE ont constaté dès 1908 (p. 35 à 38) en analysant des échantillons de Guinée « que la silice diminue dans des proportions très notables (48 % à 5 % par exemple) ; ce qui reste est presque entièrement à l'état de silice libre ». Pour dresser un bilan exact des échanges, G. MILLOT et M. BONIFAS (1955) ont appliqué un raisonnement isovolumétrique à la zone de départ, où l'ancienne structure de la roche est encore conservée. Ces bilans basés sur la constance du volume apparent au cours de l'altération, « confirment l'élimination définitive des alcalins et alcalino-terreux et l'évacuation importante mais partielle de la silice » (M. BONIFAS, 1959). Les départs sont compensés par des apports de fer et d'aluminium[2].

Notons que G. PÉDRO (1958) a réussi la latéritisation en laboratoire, en soumettant un basalte « à une circulation intense d'eau neutre ou légèrement alcaline » ; la roche « s'est décomposée directement en silice libre, en hydrates de fer et d'alumine ». Depuis lors, *des études expérimentales*, menées d'une façon systématique sur des échantillons de basalte, andésite et granite, lui *ont permis de préciser la nature et l'intensité de l'altération géochimique* sur ces trois types de roche placés dans les mêmes conditions[3]. D'après ses recherches, la présence de gaz carbonique renforce l'action de l'eau pure. L'élimination de la silice est alors plus forte que celle des bases.

La silice libérée se trouve en solution et non à l'état colloïdal, sauf cas exceptionnel[4]. Il en est de même des bases. Des mesures de pH, effectuées en laboratoire par M. BONIFAS (1959, p. 18), montrent qu'au contact de roches basiques (dunite, dolérite, cornéenne), saines ou faiblement altérées, les eaux sont alcalines (pH 7,8 à 8,6) ; elles deviennent légèrement acides dans les niveaux indurés de la partie supérieure du profil. Cet auteur a constaté en outre des variations très sensibles du pH suivant le degré d'altération de la roche[5]. *L'alcalinité du milieu augmente en saison sèche puisque le renouvellement des eaux est beaucoup plus lent.* G. ROUGERIE note (1960, p. 149) que « dans ces conditions, il paraît logique que les sesquioxydes

1. Cf. notamment G. ROUGERIE, 1960.
2. Cf. J. CHAUTARD et P. LEMOINE, 1908 ; M. BONIFAS, 1959.
3. G. PÉDRO, 1964.
4. G. MILLOT, 1960.
5. Ainsi le pH d'une dunite altérée est descendu de 8,6 à 6,8 sur une différence de profondeur de 80 cm.

demeurent à l'état de « gels » et s'accumulent dans les sols tandis que la silice est davantage évacuée ». En milieu acide, par contre, l'alumine et le fer sont plus solubles que la silice[1].

a. Types de profils

Les profils des latérites présentent des *horizons bien individualisés*, souvent décrits par les pédologues[2]. Mais la constitution, l'aspect et l'épaisseur des différents horizons ne sont pas les mêmes si la latéritisation affecte une roche basique ou une roche acide.

A. LACROIX (1914 a et b) a bien montré que *sur* ***roches basiques***, notamment sur dolérite, *l'altération se manifeste de façon brutale:* « Quelques millimètres seulement séparent la roche absolument intacte des produits de décomposition au milieu desquels il ne reste plus trace des minéraux originels. » *Les squelettes des cristaux primitifs subsistent mais les constituants essentiels sont la gibbsite et la goethite*[3]. *Ce niveau d'altération, résultat d'une hydrolyse profonde, se caractérise par sa faible densité, sa pulvérulence et sa couleur jaune-ocre: il présente ainsi l'aspect du* ***pain d'épice*** (A. LACROIX). Nous avons signalé[4] que les dolérites ne sont pas homogènes puisque des différenciations magmatiques ou des différences de refroidissement ont joué lors de leur mise en place. Quelles que soient la composition minéralogique et la structure de la roche saine, l'aspect du matériel d'altération dans la zone de départ est très constant[5]. Le *faciès « pain d'épice jaune »* (J. P. LAJOINIE et M. BONIFAS, 1961), à structure nettement conservée, tapisse le front de la roche en place, pénètre dans les fissures de la masse rocheuse et enrobe complètement les blocs et boules détachés (fig. 47) ; ceux-ci s'amenuisent peu à peu. En s'éloignant de la zone de contact de la roche saine se produisent des affaissements, des tassements, facilités par les nombreux vides, si bien que la roche originelle perd sa structure primitive[6].

Sur les ***roches acides****, granites, gneiss, micaschistes, l'altération ne s'exerce pas d'une façon aussi brusque; elle est au contraire très progressive* et « son évolution est si ménagée que la roche intacte est généralement invisible » (A. LACROIX, 1914 b, p. 338). L'horizon de départ peut atteindre une épaisseur de 5 à 6 m[7]. Si la roche *in situ* est un granite, des boules subsistent dans une arène rose ou rouge, parfois riche en argile kaolinique. Cet horizon marqué par la présence de boules de roche saine correspond à la zone III de la classification établie par B. RUXTON et L. BERRY (1957). Il est d'autant mieux développé que les diaclases sont nettes et suffisamment espacées. Dans ce cas se produit une bonne percolation de l'eau et les masses rocheuses entre les diaclases autorisent la persistance de boules résiduelles[8]. J. DE LAPPARENT (1939) a observé en Haute-Guinée sur ces boules granitiques, friables, des feldspaths calco-sodiques chargés d'une multitude de paillettes de gibbsite[9]. Donc, sur roches acides, *l'hydrolyse peut aussi aboutir à l'individualisation d'hydroxydes d'alumine, mais ils y sont moins concentrés que sur certaines roches basiques.* Les études expérimentales très minutieuses de G. PÉDRO (1964) démontrent très nettement que l'altération latéritique est beaucoup moins intense sur granite que sur basalte[10].

En remontant le profil, l'arène granitique devient plus argileuse et prend des couleurs bariolées, tandis que le pain d'épice jaune des formations doléritiques passe à un épais niveau d'argile (fig. 47). J. SABOT (1952) a montré l'importance de cette couche argileuse dans les formations latéritiques de Guinée. *Ces argiles, toujours kaoliniques,* qui résultent de l'altération

1. G. MILLOT, 1964 ; G. PÉDRO, 1964.
2. Cf. G. AUBERT, 1954 a ; R. MAIGNIEN, 1958.
3. L. ALEXANDER et J. CADY, 1962 (p. 32), ont fait des observations analogues sur des dolérites près des sources du Bafing.
4. 1re partie, chap. I, B 4 a.
5. A. LACROIX, 1914 b.
6. Cf. A. LACROIX, 1914 b ; H. HUBERT, 1939, p. 42.
7. R. MAIGNIEN, 1958.
8. J. TRICART, A. CAILLEUX, 1965.
9. Cet auteur pensait que l'arénisation du granite serait antérieure à l'altération latéritique des boules et se serait produite avant « l'établissement du régime tropical ».
10. L'indice général d'altération du basalte est 11 fois plus élevé que celui du granite.

de la roche en place, *présentent certains caractères spécifiques :* « Elles ont une structure très finement poreuse et on y voit... de très nombreux canaux, de forme vermiculée, dont le diamètre dépasse rarement quelques dixièmes de millimètre » (J. SABOT, 1952). A cause de cette porosité la formation n'a qu'une densité de 1,3 au lieu de 1,8 à 2,5 pour une argile ordinaire. La plupart des sondages et puits pour recherche de bauxite, implantés sur un grand nombre de hauts bowé du Fouta Djalon ou du Plateau Mandingue méridional, ont atteint cet horizon argileux après avoir traversé une couche latéritique plus ou moins durcie[1]. Certains auteurs appellent déjà ce niveau la lithomarge[2]. Nous préférons réserver ce terme exclusivement à l'horizon de départ[3].

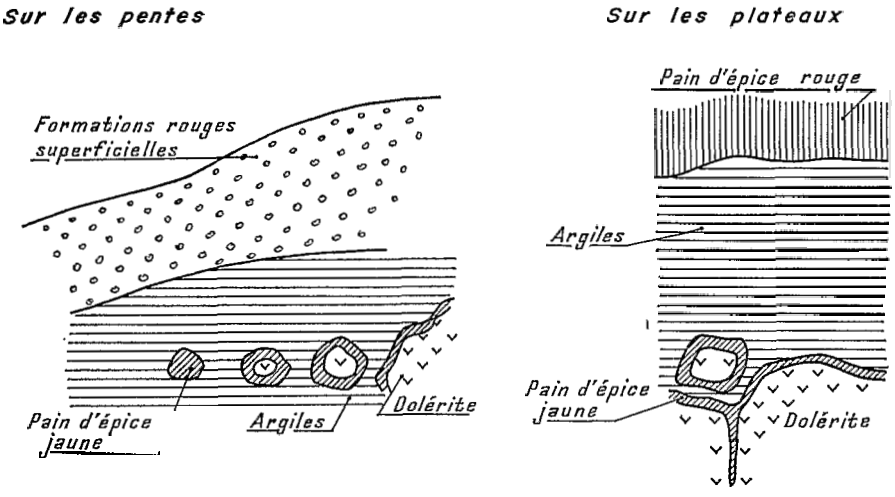


FIG. 47. — Coupes types de la zone d'altération des dolérites dans le domaine guinéen (Konkouré), d'après J. P. LAJOINIE.

Le passage de la formation argileuse à la latérite supérieure s'effectue généralement sur un intervalle de 1 à 3 m, par l'intermédiaire d'une zone noduleuse. Puis la latérite présente une induration de plus en plus forte vers la surface. Cet horizon supérieur, durci par la concentration des hydroxydes de fer et d'alumine, atteint des épaisseurs de 10 à 15 m sur les hauts plateaux latéritiques du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue[4]. Nous verrons ultérieurement[5] que sa structure et sa composition minéralogique peuvent changer sur de courtes distances, aussi bien en affleurement que dans les profils. Lors des études sur le site de barrage du Konkouré, J. P. LAJOINIE a remarqué à la base de l'horizon supérieur un niveau poreux qui rappelle le pain d'épice jaune et conserve, comme lui, la structure de dolérite[6] ; il est cependant plus riche en oxydes de fer et plus coloré : de là le terme « *pain d'épice rouge* ». Ce faciès existe surtout sur les plateaux, alors que sur les pentes l'horizon argileux passe directement aux « formations rouges superficielles » probablement allochtones (fig. 47).

b. L'influence de la nappe phréatique et de la topographie

Les profils des latérites présentent donc un caractère complexe. Un problème fondamental se pose : comment expliquer la présence assez insolite d'un épais niveau d'argile au

1. Cf. A. GSELL, 1957, 1958, 1959 ; P. MICHEL, 1960 a.
2. Notamment J. SABOT, A. GSELL, G. BONIFAS.
3. En 1960 nous y avions aussi inclus l'horizon argileux (P. MICHEL, 1960 d), mais les observations ultérieures et l'étude bibliographique nous ont fait changer d'avis.
4. J. SABOT, 1952 ; A. GSELL, 1957 ; P. MICHEL, 1960 a.
5. 3e partie, chap. I B.
6. Cf. J. P. LAJOINIE, M. BONIFAS, 1961.

milieu des formations latéritiques, notamment sur roches basiques, pauvres en silice ? J. P. LAJOINIE et M. BONIFAS (1961) ont examiné ce problème dans leur étude sur l'altération des dolérites du Konkouré. Ils arrivent à la conclusion que *les deux types de pains d'épices font partie d'un même ensemble, dont la zone moyenne a été transformée en argile kaolinique sous l'influence de la nappe.* Les argiles prennent naissance à partir du « pain d'épice jaune » par silicification de la gibbsite[1]. Il est normal que les sous-écoulements latéritiques soient riches en silice. La néoformation d'argile est d'ailleurs plus complète sur les plateaux à drainage déficient que sur les pentes où les argiles renferment encore des noyaux de pain d'épice jaune. En outre, les argiles demeurent constamment sous le niveau statique le plus bas, alors que le « pain d'épice rouge » se situe dans la zone de fluctuation de la nappe, favorable à la précipitation des oxydes de fer.

Ainsi la position de la nappe et les variations du niveau statique jouent un rôle prépondérant dans l'évolution des profils de latérite. Dans son étude sur le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée, E. DE CHÉTELAT (1938, p. 96) considère que la partie supérieure du complexe latéritique se trouve « à l'état mort, faute d'éléments latéritisables et de l'abaissement de la nappe phréatique ». Cet auteur pense qu'il existe une épaisseur limite « après laquelle il ne se forme plus de latérite même avec des conditions climatiques favorables ». E. DE CHÉTELAT propose ensuite une classification (p. 99) basée sur la dynamique de la formation, distinguant : des latérites « actives » ; des latérites « dormantes », dont l'évolution est arrêtée par la descente du niveau hydrostatique qui empêche une imbibition périodique suffisante ; enfin des latérites « finales », qui ne contiennent plus d'éléments latéritisables.

Dans quelle catégorie faut-il ranger les latérites très anciennes, comme nous le verrons[2], des hauts bowé du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue méridional ? Il semble qu'elles se trouvent à des stades différents d'après leur situation géographique. Dans la région des Bovés, au Sud-Est de la Guinée portugaise, aucun des sondages pour recherches de bauxite sur les plateaux n'aurait atteint la nappe phréatique ; W. FRATSCHNER (1960, p. 509) en déduit que la latéritisation s'est arrêtée. Un sondage sur un petit plateau latéritique de la boucle de la Gambie n'a pas non plus rencontré de nappe au niveau de la roche[3].

Par contre, sur les hauts bowé de la région de Tougué, au Fouta Djalon oriental, les sondages de la Compagnie Péchiney ont généralement touché le niveau statique entre le 7e et le 10e mètre, en décembre-janvier[4]. Parmi les puits de recherche du S.G.P.M. sur certains bowé du Plateau Mandingue occidental, quelques-uns du bowal Kimbéli ont atteint la nappe entre 11 et 12 m en mars ; ceux du bowal Saraya, creusés en juin après les premières pluies, ont rencontré le niveau hydrostatique entre 3,50 m et 7,50 m[5]. Lors des travaux de prospection sur les plateaux du Fantofa, J. BADET (1958) a constaté qu'à partir d'une profondeur moyenne de 9 m apparaît « une couche de bauxite spongieuse, caverneuse et humide ». Le niveau supérieur de la couche semble correspondre au niveau hydrostatique le plus élevé, car « l'examen de cette formation laisse supposer une circulation d'eau intense et montre, dans les cavités spongieuses, des dépôts argileux assez abondants ». *Ces latérites restent donc toujours « actives », malgré leur grande épaisseur et leur âge ancien.* Même lorsqu'elles ne sont plus imbibées périodiquement par une nappe phréatique, leur évolution se poursuit lentement par suite de la percolation des eaux infiltrées.

L'allure du ***modelé*** joue aussi un grand rôle dans les processus de l'altération latéritique. J. DELVIGNE (1965) a montré l'importance de ce facteur en analysant une série de profils sur roches basiques ou neutres en Côte d'Ivoire. Dans *les parties supérieures du relief*, l'altération des minéraux primaires s'effectue dans un niveau très mince, de quelques milli-

1. La kaolinite résulte de la combinaison de produits en solution ou du vieillissement de gels. Des chercheurs japonais ont montré qu'en présence d'alumine, la solubilité de la silice était très réduite ; si ce produit rencontre de l'alumine, il se combine énergiquement pour former des silicates d'alumine hydratée, selon P. SÉGALEN, 1966 a, p. 9 et 12.
2. 3e partie, chap. I C.
3. J. P. LAJOINIE, S. PRIBILE, 1963.
4. A. GSELL, 1957.
5. M. LUCAS, 1959.

mètres. Ce niveau est caractérisé par le départ d'au moins 90 % de la silice originelle et de la totalité des cations alcalins et alcalino-terreux. L'alumine, maintenue sur place, cristallise immédiatement en gibbsite. Sur les *versants, à mi-pente,* le niveau d'altération des minéraux est un peu plus épais. Il est caractérisé également par le lessivage de la silice et des bases mais le départ de la silice est beaucoup plus lent. On voit apparaître un stade intermédiaire entre le feldspath et la gibbsite : c'est le « gel » alumino-siliceux. Les parties supérieures de ces profils sont généralement silicifiées à la suite des apports par la nappe phréatique : la gibbsite est alors remplacée par la kaolinite. Dans les *parties basses du modelé,* le front de silicification rejoint le front d'altération. Les « gels » prennent une grande extension mais leur évolution en gibbsite est arrêtée par l'apparition de la kaolinite. Ainsi l'élimination de la silice est beaucoup plus lente et n'atteint que 50 % environ de la quantité initialement contenue dans la roche saine. Le lessivage des bases est total mais s'effectue beaucoup plus lentement que dans les profils situés plus haut.

Les grands versants des reliefs des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie orientent de cette manière la dynamique de l'altération. Les profils latéritiques du Fouta Djalon sont cartographiés par les pédologues comme sols ferrallitiques typiques ou fortement désaturés[1]. L'école pédologique française a beaucoup insisté sur le *rapport moléculaire* SiO_2/Al_2O_3 pour définir cette catégorie de sols[2] : lorsque ce rapport était inférieur à 1,3, les sols étaient classés comme fortement ferrallitiques ; s'il était compris entre 1,3 et 2, ils étaient qualifiés de faiblement ferrallitiques. Une certaine évolution se dessine depuis quelques années. Dans leurs dernières études, les pédologues attachent beaucoup plus d'importance à la *typologie des profils* pour classer les sols ferrallitiques, reléguant le rapport SiO_2/Al_2O_3 et la présence d'alumine libre au rang de critères secondaires de caractérisation[3]. Ainsi certains sols rouges de Casamance, dont le rapport se situe entre 2 et 2,1, se rattachent à la catégorie des sols ferrallitiques faiblement désaturés. Cette sous-classe se distingue de celles des sols ferrallitiques moyennement et fortement désaturés par l'altération moins profonde de la roche mère (3 à 6 m) et une uniformité plus grande du profil[4], les différents horizons du sol s'individualisant beaucoup moins[5].

Les sols ferrallitiques faiblement désaturés se développent souvent sur des roches pauvres en bases[6] et ne contiennent pas toujours de l'alumine libre cristallisée. Ils forment, en outre, la transition avec les sols ferrugineux tropicaux, élaborés dans une zone à précipitations moins abondantes, qui connaît une longue saison sèche.

3. LA DÉCOMPOSITION EN MILIEU MOINS HUMIDE

L'attaque des roches est moins poussée et ne s'effectue souvent qu'au cours de la saison des pluies, c'est-à-dire pendant une période annuelle de plus en plus courte à mesure qu'on s'éloigne des régions tropicales humides. Certains matériaux des produits d'altération, telles les argiles, restent stables. Les sols s'amincissent progressivement. Il faut distinguer cependant deux domaines dans ce vaste ensemble : le domaine soudanien, limité approximativement par les isohyètes 1 200 mm et 600 mm et marqué par une saison sèche de six à huit mois ; le domaine sahélien, où les précipitations annuelles sont inférieures à 600 mm alors que la saison sèche s'allonge à neuf mois et plus[7]. Le premier domaine se caractérise surtout par une migration et concentration plus ou moins forte du fer, alors qu'il reste stable et diffus en milieu sahélien.

1. D'après la nouvelle classification de l'O.R.S.T.O.M. ; cf. G. AUBERT, P. SÉGALEN, 1966.
2. Cf. R. MAIGNIEN, 1958, p. 62.
3. G. AUBERT, 1966 ; on consultera avec grand profit les autres articles de ce numéro des Cahiers O.R.S.T.O.M., série Pédologie, consacré aux sols ferrallitiques.
4. R. FAUCK, J. F. TURENNE, J. F. VIZIER, 1963.
5. Cf. chap. III, A 1 c.
6. R. MAIGNIEN, 1961 c.
7. Cf. 1re partie, chap. II D et fig. 41.

a. Domaine soudanien

Comment le rythme saisonnier de l'altération engendre-t-il la mobilité puis la concentration des hydroxydes de fer dans cette zone de transition avec les régions tropicales sèches ? En saison des pluies l'hydrolyse décompose les minéraux, comme dans les régions tropicales humides soumises à l'altération latéritique (fig. 44). Selon G. ROUGERIE (1959 a), l'hydrolyse présente alors un caractère plutôt acide. Les sols étant moins épais, les acides humiques peuvent pénétrer aussi par percolation jusqu'à la base du profil. *Les hydroxydes de fer deviennent instables et migrent, alors que l'alumine se maintient sur place et que la silice est beaucoup moins mobile; les deux éléments restent combinés en minéraux argileux.* En saison sèche on observe une remontée du pH. Les sesquioxydes se concentrent et précipitent sous certaines conditions. *Ainsi naissent les concrétions et les cuirasses ferrugineuses* (fig. 44). Celles-ci se distinguent des cuirasses latéritiques, parfois bauxitiques, des domaines guinéen et soudano-guinéen, par l'absence d'alumine libre, leur richesse en fer et des teneurs non négligeables en silice.

Concrétionnement et cuirassement prennent donc une grande importance dans ce domaine. Les fortes températures de saison sèche favorisent encore la ferruginisation, c'est-à-dire le maintien *in situ* du fer à l'état ferrique et son individualisation sous forme d'oxydes plus ou moins cristallisés, comme l'ont montré les expériences de laboratoire réalisées par G. PÉDRO (1964). Nous étudierons dans le chapitre suivant les mécanismes et les conséquences géomorphologiques de cette imprégnation par le fer des horizons supérieurs, allant jusqu'à l'induration complète du matériel.

Le mouvement de l'eau peut revêtir un aspect complexe : pendant la saison des pluies le manteau d'altération est lessivé de haut en bas jusqu'à une certaine profondeur ; en saison sèche les eaux du sol obéissent parfois à des phénomènes de remontée (fig. 44). Ainsi se constituent des sols ferrugineux tropicaux, plus ou moins lessivés, qui présentent des horizons très tranchés[1]. C'est le domaine de la *monosiallitisation*, marqué par la prépondérance des phyllites à une couche de silice, comme la *kaolinite*, d'après les études de synthèse de G. PÉDRO (1966, 1968).

La profondeur de la décomposition dépend surtout de la présence d'une nappe phréatique. La nappe se situe dans le revêtement des produits d'altération sur les roches imperméables[2]. C'est le cas de toutes les formations du socle (granites, schistes, métabasites) et de certains niveaux du Cambrien (pélites). *Lorsque les altérites sont couvertes d'une cuirasse ou carapace ferrugineuse, les nappes peuvent devenir pérennes dans les régions les mieux arrosées,* comme le montrent certains puits de recherches des environs de Tinkoto[3] : le niveau induré, perméable en grand, grâce à sa fissuration et à sa texture vacuolaire ou alvéolaire, laisse souvent filtrer l'eau en abondance lors des pluies, alors qu'en saison sèche il protège la nappe contre l'intense évaporation. Grâce à cette imbibition permanente du plafond de la roche saine, l'hydrolyse se poursuit probablement toute l'année. Ainsi peut s'expliquer la profondeur de la décomposition sur les glacis anciens cuirassés, où l'altération grignote la roche depuis bien longtemps. Un des sondages de Ouassa, implanté sur la partie haute du glacis, a été approfondi jusqu'à 20,50 m, sans atteindre la roche saine[4]. Un puits profond sur un des glacis de Tinkoto a du être arrêté à 22 m dans des arènes sans qu'il ait pu toucher le granite[5].

Ces nappes liées aux altérites sont très discontinues. Elles peuvent manquer sur les hauteurs malgré la présence d'un niveau induré recouvrant les produits meubles[6]. D'autre part, leur épaisseur et leur débit varient beaucoup en fonction de la roche d'origine. Elles

1. Cf. chap. III, A 1 b.
2. 1re partie, chap. II, B 2 d.
3. P. MICHEL, 1962 a.
4. C'est le puits Pg 32 ; cf. P. MICHEL, 1962 a, et fig. 52.
5. J. P. LAJOINIE, S. PRIBILE, 1963.
6. Ainsi à Kossanto les puits P I et P II creusés sur un petit plateau ont atteint les schistes (en décembre-janvier) sans avoir rencontré la nappe.

sont bien fournies dans les arènes granitiques et les puits de recherches de la région de Kédougou les ont touchées après quelques mètres dans les zones basses, après une dizaine de mètres sur les parties hautes[1]. Par contre dans le matériel fin, argileux et homogène, donc très peu perméable, formé sur roches basiques ou schistes, la nappe se situe à grande profondeur et n'a pas été atteinte sur les buttes et glacis perchés ; aussi ces roches sont-elles moins décomposées que le granite. Rappelons que les reconnaissances hydrogéologiques au Sénégal oriental ont montré que les puits implantés sur ces formations donnent des débits extrêmement faibles[2].

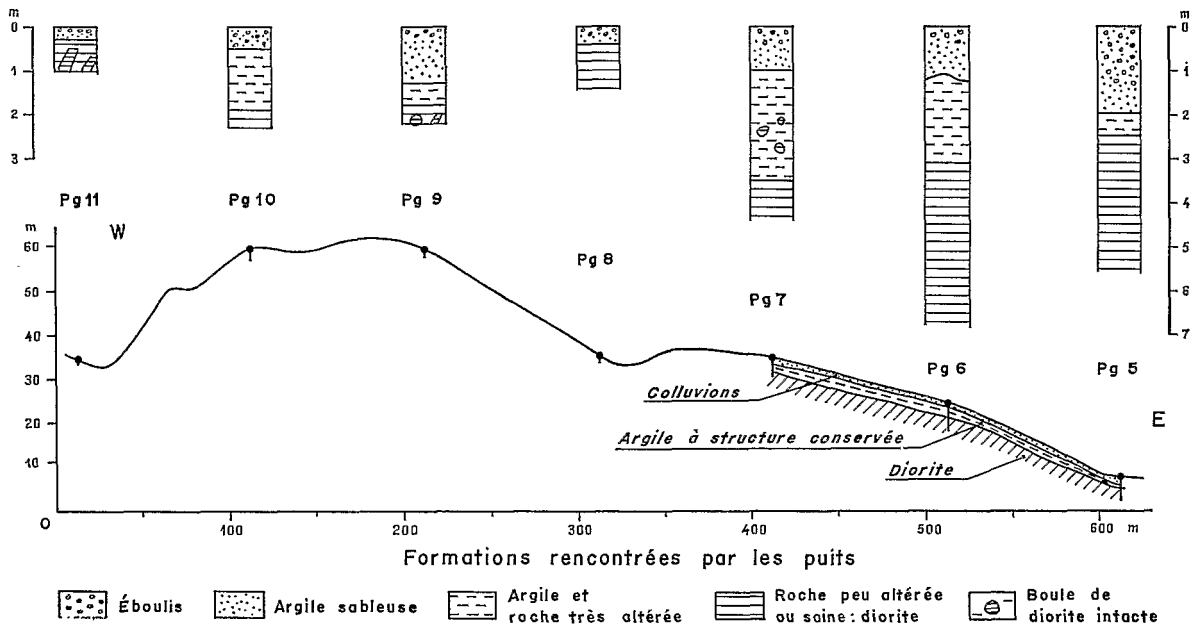


FIG. 48. — Profils de puits de la butte de Ouassa (Sénégal oriental), établis par R. BROSSET en 1961 (prospection du B.R.G.M.).

La topographie intervient également. Sur les pentes des reliefs l'eau ruisselle en surface et ne s'infiltre guère. Aussi la décomposition est-elle peu profonde. En outre, les produits y sont peu élaborés à cause de la faiblesse de la percolation. Les profils des puits de recherches sur la butte de métabasites de Ouassa, à 25 km à l'Ouest de Kossanto (Sénégal oriental), peuvent servir d'exemple (fig. 48). Ces puits, implantés tous les 100 m, traversent d'abord une couche d'éboulis, épaisse de 20 à 50 cm, puis souvent des terres argilo-sableuses rouges, ensuite des terres argileuses jaunes ou verdâtres qui conservent par place la structure de la roche mère et contiennent parfois des boules de diorite intacte[3]. Le passage à la diorite peu altérée s'effectue progressivement entre 2 m et 3,50 m selon le puits. Deux d'entre eux atteignent la roche presque saine déjà vers 40 cm, juste en dessous des éboulis ; l'altération y est donc pratiquement nulle. Nous sommes, semble-t-il, en présence de sols jeunes sans horizons nettement différenciés. L'analyse de la fraction argileuse sur deux échantillons de Pg 6 indique une *forte prédominance de montmorillonite ;* l'illite est présente dans le niveau supérieur des terres rouges. Par contre, les argiles d'altération très épaisses des glacis cuirassés, qui cernent la butte, ont subi un lessivage plus intense et sont constitués presque exclusivement de kaolinite.

1. P. MICHEL, 1962 a.
2. A. MARTIN, 1963, p. 33 ; H. CAMUS, J. DEBUISSON, 1964.
3. Coupes de R. BROSSET, *in* J. GRAVESTEIJN, 1962. J'ai pu examiner rapidement, au cours d'une tournée, la plupart des puits et leurs déblais.

b. Domaine sahélien

Dans ces régions nettement plus sèches, l'hydrolyse est très limitée dans le temps et se développe mal[1]. A la pénurie d'eau s'ajoutent en saison sèche les fortes variations de température, très nuisibles à la microfaune des sols[2]. *L'attaque chimique et biochimique ne parvient plus à disloquer totalement les édifices cristallins : seuls sont libérés les bases et un peu de fer.* Les silicates d'alumine, notamment les feldspaths plagioclases, se transforment en argile.

En milieu normalement drainé peut s'effectuer la kaolinisation, d'après R. MAIGNIEN (1961 b). La kaolinite est un minéral extrêmement stable dans ce milieu et se trouve dans beaucoup de sols[3]. *La montmorillonite se forme dans les milieux mal drainés, à engorgement intense.* Les illites apparaissent sur les schistes et sur les roches à minéraux phylliteux. En outre, R. MAIGNIEN (1961 b, p. 24) observe dans sa reconnaissance pédologique du cercle du Gorgol que « les illites et les montmorillonites se distribuent principalement sur des matériaux jeunes donnant des sols peu évolués ou en position de cuvettes à écoulement endoréique ».

Les régions sahéliennes se situent déjà dans le domaine géochimique de la *bisiallitisation*, défini par G. PÉDRO (1966, 1968). Ce domaine englobe aussi les pays méditerranéens et la majeure partie des pays tempérés. Il se forme surtout des minéraux phylliteux à deux couches de silice, du type montmorillonite ou illite. Les recherches de H. PAQUET (1969) précisent la genèse de la montmorillonite : il existe une néoformation directe, *in situ*, à partir des éléments libérés par l'hydrolyse des silicates autochtones de la roche mère, dans un milieu confiné, et une néoformation dite différée, à partir des cations basiques apportés par migration oblique, dans un milieu à drainage réduit. Cette accumulation de montmorillonite est remontante, à la fois dans le profil et le long du versant. Il peut se produire ainsi une *invasion progressive du paysage par la montmorillonite* (G. BOCQUIER, H. PAQUET, G. MILLOT, 1970). Cette remontée de la montmorillonite possède son mécanisme d'autodéveloppement, mais elle peut s'intensifier à la suite d'une réduction du drainage ou d'une aridification du climat tropical.

L'action chimique des mouvements de l'eau à l'intérieur du matériel d'altération est faible. Dans l'ensemble la descente de l'eau infiltrée par percolation et les remontées en saison sèche se compensent (fig. 44). Les processus de lessivage sont, par conséquent, très réduits. L'étude du bilan hydrique montre que les périodes où le drainage peut se réaliser sont extrêmement courtes et il ne porte que sur de petites quantités d'eau[4] ; il peut se réaliser après les fortes averses en milieu bien perméable. De toute façon le lessivage reste interne et peut conduire à la redistribution de certains éléments entre les différents horizons du profil ou le long d'une pente, mais n'aboutit pas, sauf cas particuliers, à une « exportation ». *Les bases, notamment le carbonate de calcium, mises en solution, restent souvent dans le profil ;* elles se concentrent localement et précipitent, constituant ainsi un niveau carbonaté. *Le fer est redistribué à travers les horizons et se présente à l'état diffus* (fig. 44). M. GAVAUD (1960, p. 2) note que dans le Brakna (compris entre les isohyètes 400 et 200 mm) les phénomènes actuels d'individualisation des hydroxydes sont négligeables. Par contre, le lessivage ne porte jamais sur l'argile. Cependant les profils pédologiques étudiés montrent parfois une richesse plus grande en sable des horizons de surface ; il s'agit alors d'un ensablement superficiel[5].

Le pédoclimax est représenté, en fonction de la hauteur des précipitations annuelles ou de la nature de la roche mère et du milieu, par des sols ferrugineux tropicaux non lessivés ou par des sols subarides brun-rouge ou bruns[6]. Mais dans ces régions tropicales plus sèches

1. Cf. G. ROUGERIE, 1959 a ; R. MAIGNIEN, 1961 b.
2. P. BONFILS, J. FAURE, 1956, p. 13.
3. Cependant elle peut aussi constituer un héritage de périodes humides à altération plus intense ; cf. chap. III C.
4. Cf. les études faites sur cases lysimétriques à la station de Bambey ; 1re partie, chap. II, A 6 b.
5. R. MAIGNIEN, 1961 b, p. 25.
6. Cf. chap. III, A 1 a et b.

la partie supérieure du profil est souvent constituée de matériel « jeune » allochtone, apporté par ruissellement ou d'origine éolienne. Sur les affleurements rocheux ou à leur base se constitue peu à peu un mélange de débris de roches, de produits partiellement altérés et de matériaux argileux. Ce matériel est remanié par le ruissellement diffus pour donner des épandages colluviaux, alors que des éléments fins, sables et limons, peuvent être emportés par déflation éolienne. Ces nappes détritiques, peu entamées par l'altération, sont classées par les pédologues en sols minéraux bruts d'apport ou en sols jeunes peu évolués[1].

Ainsi dans le domaine sahélien les revêtements superficiels de produits meubles, d'origine éluvionnaire ou colluvionnaire, sont minces et discontinus. *Sur les roches imperméables se constituent tout au plus quelques petites nappes locales vite asséchées ;* ailleurs l'eau ruisselle en surface, s'accumule dans les bas-fonds en mares ou rejoint les petits oueds. Nous avons vu[2] que les seules nappes semi-permanentes ou permanentes se localisent dans les alluvions des oueds, souvent sableuses, parfois graveleuses. Or, dans ce matériel essentiellement siliceux, l'action des eaux souterraines est nulle. *Dans les roches perméables,* comme les grès friables du Continental terminal, ou fissurées (grès quartzites du Paléozoïque), *l'eau pénètre mais elle s'accumule en profondeur*[3]. Les fluctuations du niveau statique sont alors incapables d'accélérer la décomposition en surface ou subsurface.

Le facteur lithologique joue un rôle important dans cette zone déjà sèche. Les schistes, sensibles à l'altération, se décomposent en produits finement argileux, riches en bases, particulièrement en calcium. Les « roches vertes » offrent une plus grande résistance et donnent des matériels plus caillouteux. Les roches siliceuses compactes (grès quartzites sédimentaires et quartzites de la série de Bakel-Mbout) ne subissent qu'une désagrégation mécanique[4]. Cependant ces roches se patinent souvent sous l'effet d'une migration à l'échelle du centimètre de leurs éléments les plus solubles : le fer et le manganèse.

8. LES ACTIONS SUPERFICIELLES

Elles affectent les affleurements de roche saine, aussi bien les dalles, les chicots, les corniches des grands escarpements, les blocs éboulés, que les seuils des cours d'eau. L'action des eaux de pluies, combinées aux effets de l'insolation et des amplitudes thermiques, s'exerce directement sur le matériel rocheux, sans passer par le manteau d'altérites qui peut les charger en substances. Mais l'imbibition de la roche, liée au régime des précipitations, est généralement sporadique ; font exception les seuils rocheux des rivières pérennes. En outre, ces roches compactes sont plus ou moins imperméables. Pour ces différentes raisons, *l'attaque chimique et les transformations internes restent limitées à une pellicule peu épaisse de la masse rocheuse.*

Parmi les altérations superficielles on peut distinguer deux produits : *les patines ferro-manganésiques,* de couleur foncée, qui sont des enduits d'éléments solubles, des revêtements en général très minces ; *les croûtes et enveloppes d'altération,* beaucoup plus claires, qui résultent d'une décomposition des cristaux à la surface du bloc ou de la paroi rocheuse.

a. Les patines

Ces revêtements superficiels constitués de fer et de manganèse connaissent une grande extension dans les bassins du Sénégal et de la Gambie puisqu'ils se forment aussi bien sous climat sahélien qu'en milieu tropical humide. J. CHAUTARD a décrit dès 1905 (p. 118-119) les patines de certaines roches du Fouta Djalon. Plus récemment, P. JAEGER (1951) les a étudiées sur les grès du Plateau Mandingue septentrional dans la région de Kita.

1. P. AUDRY, 1961 ; R. MAIGNIEN, 1961 b.
2. 1re partie, chap. II, B 2 d.
3. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 c et d.
4. Elle a été étudiée dans le paragr. A 2.

Il est bien connu que *ces patines se développent surtout sur les formations gréseuses*[1]. Encore faut-il que la roche soit à la fois compacte et légèrement poreuse. Elles ne se constituent pas sur les grès friables de l'Éocène ou du Continental terminal, pourtant riches en fer ; ceux-ci sont par contre sensibles au cuirassement. Sur les grès siliceux plus compacts du Paléozoïque, les enduits ferrugineux se forment surtout lorsqu'une certaine perméabilité favorise la percolation de l'eau. *Des patines couvrent aussi certaines roches éruptives, notamment les roches basiques à petits cristaux,* comme les dolérites, les andésites, les gabbros.

Il existe en réalité *deux catégories de patines :* celles, en général noires et brillantes, qui recouvrent les seuils rocheux des lits de rivières ; celles, souvent plus claires et plus mates, de couleur brune, qui enveloppent certaines roches en dehors du lit majeur des cours d'eau.

La ***patine brune*** *des interfluves semble, d'après sa couleur, surtout constituée d'oxydes de fer. Elle apparaît sur les dalles rocheuses, les chicots, les corniches* et a été souvent décrite. Le mécanisme de sa formation est maintenant bien connu[2] : les pluies imbibent la partie superficielle de la roche, l'eau altère certains minéraux, le fer entre en solution ; ensuite les fortes insolations provoquent une remontée capillaire de l'eau et les hydroxydes précipitent à la surface de la roche. P. JAEGER et M. JAROVOY (1952) ont examiné et analysé la formation d'une telle patine sur des grès siliceux, pauvres en feldspaths et peu perméables, des environs de Kita. Leur étude montre bien la zonation de la partie supérieure de la roche soumise à ce processus physico-chimique (tableau 14).

Tableau 14. — FORMATION DE PATINE SUR LES GRÈS DE KITA.
Analyses de P. JAEGER et M. JAROVOY, 1952, p. 8 à 9.

Prélèvement	Propriétés physiques		Composition chimique		
	Densité de la roche séchée à 105 °C	Porosité (en volume)	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3
			(en grammes pour 100 g de roche)		
Zone externe	2,36	8,5 %	95,43	3,81	0,47
Zone interne	2,20	15,1 %	98,05	1,0	0,39
Roche intacte	2,24	11,4 %	97,08	2,65	0,20

La zone interne correspond à la mise en solution du fer : sa teneur en Fe_2O_3 descend de 2,65 dans la roche intacte à 1 ; en même temps la densité de la roche diminue légèrement alors qu'elle devient plus poreuse. La zone externe correspond à la patine : sa teneur en fer monte à 3,81 et sa densité s'élève en conséquence, tandis que sa porosité diminue sensiblement. Le ciment du grès est formé dans cette zone « essentiellement par de la limonite avec de rares grains ou lamelles d'oligiste, souvent plaqués contre le quartz »[3]. *La patine consolide ainsi la roche en surface et la rend à peu près imperméable,* de sorte que l'eau ne peut plus l'imprégner et que le mécanisme se trouve bloqué. Pour qu'il reprenne il faut que la patine protectrice se désagrège.

La ***patine noire*** *du lit des rivières est sans doute riche en manganèse. Cet enduit ne couvre pas seulement la surface des seuils rocheux, mais aussi les parois des marmites de géant*[4] ; il entoure, en outre, les galets recouverts périodiquement par les eaux. Sa limite supérieure indique le niveau moyen des crues et constitue ainsi un excellent repère pour l'étude des lits fluviaux. Ce type de patine se forme donc aussi par imprégnation périodique de la roche.

1. S. DAVEAU, 1959 ; J. TRICART, A. CAILLEUX, 1960.
2. Cf. J. TRICART, A. CAILLEUX, 1960, p. 79.
3. Selon P. JAEGER, M. JAROVOY, 1952, p. 6.
4. J. TRICART, 1954 a ; P. MICHEL, 1962 b.

Mais la durée d'imbibition de celle-ci est généralement plus longue et n'est pas coupée de périodes de brusque insolation. Ces enduits ne sont-ils pas au moins en partie « allochtones », des éléments dissous dans l'eau des rivières intervenant dans leur formation ?

Ces divers facteurs peuvent expliquer leur grande extension et leur richesse en manganèse, qui les différencie des autres patines. Ainsi les grès siliceux clairs sont couverts d'une pellicule noire aux chutes de Billy sur le Bakoy, alors qu'aux alentours ils portent une patine brune. Notons que l'on trouve parfois des *galets à patine bicolore :* teintés en brun à la partie inférieure, enfouie dans le sable, en noir à la partie supérieure, frottée par le courant de la rivière. Cet exemple montre bien que l'action des eaux courantes intervient dans le mécanisme de formation du second type de patine. J. CHAUTARD (1905, p. 118) remarquait déjà que les eaux torrentielles « aux points où leur activité est la plus intense » donnent aux grès une patine brillante noire, que l'on observe aux chutes et aux rapides sur les roches mises à découvert pendant la saison sèche. Ces films noirâtres se forment aussi sur les parties des cuirasses ferrugineuses qui connaissent un ruissellement prolongé en saison des pluies.

Les observations sur le terrain et en laboratoire ont montré que *l'épaisseur des différentes patines ferro-manganésiques dépend beaucoup de la* ***nature minéralogique*** *et de la* ***porosité des roches***[1]. Sur les grès très compacts, les quartzites, les dolérites, les métabasites, l'enduit reste mince et recouvre directement la roche saine ; la zone interne désagrégée manque. Nous résumons ci-dessous les résultats des mesures effectuées sur plusieurs types de roches en divers endroits.

Sur les grès siliceux durs des chutes de Billy l'épaisseur moyenne de l'enveloppe est de 0,5 mm. Par contre, sur un galet de quartzite du Niokolo-Koba la pellicule foncée se limite à 0,2 mm ; l'intérieur du galet est coloré par les oxydes de fer en brun-rouge sur une épaisseur de 3 mm, mais la texture de la roche n'a pas été modifiée. Dans un seuil du Bafing, à 2 km en amont de Bindougou, la dolérite à petits cristaux, taraudée d'une multitude de marmites de géant, est couverte d'un film noir de 0,1 à 0,2 mm. Ce revêtement superficiel imperméabilise encore davantage la roche et joue un rôle protecteur. Cependant sur les pointements rocheux en dehors du lit des rivières, la patine accroît par sa couleur foncée les oscillations thermiques et peut s'enlever en copeaux ; nous avons remarqué dans les environs de Tinkoto qu'elle se détache des métabasites[2].

Sur les grès plus poreux se forment des patines plus épaisses et ces roches présentent des horizons nettement différenciés à leur partie supérieure. Par exemple, les grès siliceux peu compacts des alentours de Toukoto sont couverts d'une patine brune épaisse en moyenne de 1 mm ; la zone interne tendre atteint 1 cm à 1,5 cm. Nous avons déjà signalé[3] que ces grès se desquament facilement sous l'effet des variations de température et d'humidité puisque le niveau durci en surface repose sur un horizon devenu friable par le départ des oxydes de fer. Des cupules, des alvéoles se creusent dans les affleurements de grès tendre patinés (fig. 42), surtout lorsqu'ils se situent en dehors du lit majeur. J. TRICART (1954 a, p. 8) évalue l'ablation moyenne de ces grès aux chutes de Félou à 3-5 mm par an dans la partie non submergée par la crue[4]. Ainsi la patine ne sert pas de protection à la roche mais favorise, au contraire, sa désagrégation.

Le développement des patines et leurs épaisseurs varient aussi en fonction du ***climat.*** D'après nos observations dans les bassins du Sénégal et de la Gambie *elles se forment le mieux dans les régions septentrionales du Plateau Mandingue, c'est-à-dire dans le domaine soudanien,* limité approximativement par les isohyètes 600 et 1 200 mm (fig. 41). Tous les affleurements rocheux sont patinés. Les taches claires sans patine n'apparaissent que rarement, même sur les grès peu compacts où elle se desquame. Or nous venons de voir que sur ces roches le revêtement atteint 1 mm d'épaisseur, par conséquent sa formation doit être rapide. Les chutes du Félou, constituées d'un banc de grès assez friable, mais protégé par une épaisse patine ferro-manganésique[5], se situent dans cette zone optimale. Là, les facteurs bioclimatiques antagonistes semblent s'équilibrer : les pluies sont plus fréquentes et plus nourries qu'en milieu sahélien, alors que le manteau végétal devient plus ténu qu'en milieu guinéen.

1. Comme l'indiquaient déjà J. TRICART, A. CAILLEUX, 1960.
2. Cf. aussi paragr. A 3.
3. Paragr. A 2.
4. Elle n'est plus recouverte par les eaux à cause de la construction d'un petit barrage.
5. J. TRICART, 1954 a.

J. TRICART (1965 c) constate aussi dans son étude de la vallée moyenne du Niger que le développement maximal des patines se situe « là où se combinent une pluviosité annuelle déjà forte (plus de 600 mm) et une saison sèche bien marquée ».

Dans les régions plus septentrionales comme l'Assaba, la patine manque souvent alors que les formations sont principalement gréseuses. Nous avons constaté à la passe de Soufa que la majeure partie des blocs ne sont pas patinés, bien que la texture du grès y soit favorable. Il semble que dans ce domaine plus sec la formation de la patine soit plus lente et se trouve contrariée par la désagrégation mécanique lorsque la roche offre moins de cohérence.

De même dans les régions méridionales plus humides, la reconstitution de la patine paraît difficile, du moins sur les roches cristallines. Ainsi dans les environs de Tinkoto ce revêtement ferrugineux n'existe pas sur les faces des blocs rocheux soumises à la desquamation et il manque aussi sur les parois des fractures récentes. Cependant certaines parties portent des lambeaux d'une patine épaisse, peut-être plus ancienne. Sur les grès, le développement des patines varie en fonction de leur teneur en fer et de la texture de la roche. Les grès ordoviciens du Parc du Niokolo-Koba, très compacts et très pauvres en fer, ne sont presque jamais patinés ; on remarque parfois quelques restes de patine ancienne sur des faces peu affectées par la désagrégation. Par contre, les grès du Boundou et les grès infracambriens, généralement plus riches en fer (Annexe 1) et plus poreux, sont le plus souvent couverts d'une patine brune d'épaisseur variable.

L'enduit ferro-manganésique sur les fonds rocheux des rivières et sur les galets présente un caractère plus durable. Immergé par la crue, il est soustrait aux agents atmosphériques une partie de l'année. En outre, dans ce milieu local humide il est aussi moins touché par les oscillations thermiques ; celles-ci affectent sans doute très peu les parois des marmites constamment à l'ombre. *Si la patine se détache néanmoins, elle se régénère très vite.* Aussi recouvre-t-elle intégralement les bancs rocheux des rapides ou des chutes, tant dans la zone soudanienne que dans les domaines guinéen et sahélien. Même les seuils gréseux du Sénégal inférieur portent une patine, alors qu'elle ne s'est pas formée sur les pointements rocheux de part et d'autre du lit majeur où affleurent pourtant les mêmes grès. Les rochers des seuils deviennent plus compacts et plus résistants par l'imprégnation ferrugineuse et résistent d'autant mieux à l'érosion linéaire du fleuve.

b. Les croûtes d'altération

Celles-ci enveloppent seulement certaines roches éruptives ou métamorphiques. *Elles se forment notamment sur des roches basiques* contenant des minéraux riches en ferro-magnésiens, très altérables, et des silicates d'alumine : les métabasites birrimiennes, les dolérites et les cornéennes qui leur sont associées. Elles existent, en outre, sur les grauwackes du Cambrien inférieur qui contiennent des feldspaths, des biotites et des muscovites[1].

Dans les régions de la Falémé et de la moyenne Gambie les versants des buttes de *métabasites* sont parsemés d'éboulis sombres, souvent entourés sur toutes leurs faces d'une enveloppe jaune-ocre ou brune. L'épaisseur de la croûte friable varie ; *sur certains blocs elle dépasse le centimètre et présente l'aspect d'un pain d'épice*[2].

Voici la description de l'un d'eux, observé sur le flanc d'une colline au Nord-Ouest de Tinkoto :

Roche saine : andésite. Contact très brutal avec l'enveloppe d'altération.

Croûte jaune : épaisse de 0,5 à 1,3 cm, aspect uniforme, finement poreux, pulvérulent. Elle contient dans la partie externe quelques nodules brun-rouge compacts. Le tout est enrobé d'un film ferrugineux ocre-rouille.

L'épaississement de la croûte sur certains blocs atteste peut-être une durée plus longue de l'altération à la surface du sol ou indique une mise à nu récente par érosion des produits fins et meubles du colluvionnement, qui créaient un milieu plus propice à l'attaque chimique.

1. Cf. C. BENSE, 1961.
2. G. PÉDRO, 1964, a observé, au cours de ses expériences, la formation d'une croûte ocre sur basalte et sur andésite en « milieu d'altération atmosphérique ». Les analyses chimiques et minéralogiques montrent qu'elle a la composition d'un pain d'épice.

Les boules de *dolérites* sont parfois aussi couvertes dans les domaines guinéen et soudanien d'un niveau d'altération épais de 1 à 2 cm, qui ressemble au pain d'épice jaune formé en profondeur dans la lithomarge. Elles ont pu venir en affleurement par érosion des altérites qui les recouvraient. Les dalles de *cornéennes*, très sombres, s'entourent d'une mince enveloppe d'altération beaucoup plus claire ; le contact y est également très brutal.

Cette altération de surface n'affecte pas seulement les roches dans les zones tropicales humides ou subhumides mais aussi dans le domaine sahélien. Les blocs ovoïdes et petits fragments de *grauwackes*, qui jonchent la bordure orientale de l'Assaba, le long du Karakoro, se couvrent d'une pellicule claire, épaisse de 0,2 mm environ ; elle tranche nettement sur la couleur interne gris foncé de la roche et la caractérise si bien que le géologue C. BENSE (1959 a, 1961) a appelé ce niveau « *grès à patine chamois* ».

Ces minces croûtes, plus tendres que la roche saine, peuvent s'effriter. Des observations sur les blocs de dolérite montrent, par exemple, qu'elles se sont détachées de certaines faces alors qu'elles subsistent sur les autres. *Elles contribuent donc à l'ablation de la roche, tout comme les patines ferrugineuses sur les grès peu compacts.* Nous ne connaissons pas la vitesse de leur formation mais il semble qu'elle soit lente et que les blocs rocheux aient des chances de résister longtemps. De toute façon ces croûtes d'altération, aussi bien que les patines ferro-manganésiques, recouvrent les pointements de roche résistante et leurs éboulis. Leur présence atteste déjà une immunité plus grande en milieu tropical par rapport à d'autres roches, qui n'affleurent que très rarement, comme les schistes, les granites, les pélites.

C. LA RÉSISTANCE DES ROCHES

Elle dépend d'abord de leur sensibilité à l'altération biochimique[1]. Si la masse rocheuse est très peu sensible à l'attaque chimique et reste en affleurement, elle est fonction du mode de fragmentation, de sa vitesse et, dans une certaine mesure, du comportement vis-à-vis de l'érosion hydrique, linéaire ou aréale. L'érosion différentielle, qu'engendre le degré d'altérabilité des diverses roches, présente deux aspects, comme l'a indiqué J. TRICART[2] :

— un aspect quantitatif, qui se traduit par la vitesse d'ablation ;
— un aspect qualitatif, qui se reflète dans les formes du relief.

1. LES ROCHES ÉRUPTIVES ET MÉTAMORPHIQUES

Parmi ces roches les ***dolérites*** sont, sans conteste, *les plus résistantes*. Nous avons déjà montré[3] que les sills doléritiques constituent l'ossature du Fouta Djalon. Ils forment aussi le soubassement de nombreux hauts bowé du Plateau Mandingue méridional et les hauteurs qui s'échelonnent de Bafoulabé à Nioro[4]. Les pointements sur les formations du socle se traduisent toujours par des reliefs escarpés, aussi bien dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie, notamment dans la « boucle » de ce fleuve à l'Ouest de Kédougou, qu'à la bordure septentrionale du bassin de Siguiri. *Leur faible fissuration et leur structure généralement ophitique limitent à la fois leur décomposition chimique, liée à la pénétration de l'eau en profondeur, et leur désagrégation en surface par effets mécaniques.* Cependant l'étude des ensembles

1. Nous donnons à l'Annexe 1 les résultats des analyses chimiques des principaux types de roches existant dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie.
2. Cf. J. TRICART, A. CAILLEUX, 1965, p. 40-41.
3. Cf. Introduction, A 2 a.
4, P. MICHEL, 1960 a.

lithologiques[1] a révélé que les dolérites présentent des variétés de texture. Celles-ci influent sur la résistance de la formation : les roches à grain fin et à grain moyen, les plus répandues, sont réfractaires à l'altération ; par contre celles à gros cristaux se décomposent plus facilement, surtout en milieu latéritique[2]. Mais comme ces zones pegmatitoïdes, peu fréquentes, se situent au milieu d'une masse compacte et résistante, elles ne se traduisent pas dans la morphologie ; elles peuvent, néanmoins, faciliter le débit de l'ensemble par leur vulnérabilité.

Les ***cornéennes***, formées par métamorphisme de contact le long des sills doléritiques dans les pélites surtout cambriennes, opposent aussi, par leur structure très finement cristalline et leur compacité, une grande résistance à l'altération. Elles peuvent même être localement plus « dures » que les dolérites.

Les ***métabasites*** birrimiennes, très tectonisées, *sont beaucoup plus sensibles à l'altération que les dolérites et les cornéennes*. L'eau percole le long des fissures et les pointements rocheux se débitent en blocs de toute taille. Cependant les bandes de « roches vertes » sont jalonnées de chapelets de buttes aux flancs rectilignes (fig. 48), qui s'égrènent de la « boucle » de la Gambie jusqu'au pied de la « falaise » de Tambaoura, dans les environs de Kakadian. Elles dominent alors les affleurements de granites et de schistes.

Tous les ***granites*** font figure de *roches tendres*. Ils se présentent partout « en creux », aussi bien en Haute-Guinée, dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie, que dans les boutonnières du socle antécambrien au Nord de Kayes et dans la région de Sélibabi. *Leur structure grenue est favorable à la fois à l'attaque chimique et à la désagrégation granulaire.* Les granites des bassins du Sénégal et de la Gambie sont tous pauvres en ferro-magnésiens (fig. 49)[3]. Les patines ferrugineuses ne se forment qu'exceptionnellement et ne peuvent contribuer à la protection de la roche. Celle-ci se désagrège facilement en arène en n'importe quel milieu tropical[4]. Des expériences de laboratoire, menées sous la direction de P. Birot (1964 a et b), confirment les observations sur le terrain : les granites sont beaucoup plus poreux que les roches basiques résistantes ; leur richesse en biotite les rend très sensibles à la désagrégation en milieu acide et oxydant, qui est souvent réalisé dans les pays tropicaux. *Ensuite, la bonne perméabilité des arènes favorise la constitution de nappes phréatiques pérennes et la permanence de l'hydrolyse*[5]. Un phénomène d'autocatalyse se produit ainsi. L'intense altération chimique se reflète dans la topographie de collines basses séparées par des vallons évasés, qui caractérise les paysages granitiques des bassins du Sénégal et de la Gambie (fig. 46).

Les ***schistes métamorphiques***, d'âge birrimien ou paléozoïque (séries de Bakel-Mbout) *peuvent être classés dans l'échelle des résistances entre les métabasites et les granites*. Très sensibles à l'altération et sujets à la fragmentation en plaquettes, ils donnent le plus souvent des formes topographiques, voisines de celles développées sur granite : des successions de collines peu élevées ou de vastes glacis très monotones. Cependant certains schistes créent de petits reliefs aux versants abrupts : ainsi la plupart des hauteurs des Monts Bassari sont constituées de schistes à amphibole et à épidote[6].

Les affleurements de ***quartzites*** *d'origine métamorphique* sont plus limités. Ils apparaissent dans la partie nord-ouest des Bassari et dans la région de Bakel, où ils forment des ensembles de buttes. Plus au Nord, dans le Guidimaka et le bassin supérieur du Gorgol, les bandes de quartzites s'élèvent en chaînons appalachiens. *Cette roche, souvent tectonisée, présente généralement une dureté comparable à celle des métabasites.* Les ***quartz filoniens*** se dispersent encore davantage dans la masse des autres roches éruptives ou métamorphiques et sont inca-

1. 1re partie, chap. I, B 4 a.
2. Cf. les observations de J. Vogt, 1955 a. Nous l'avons aussi constaté en plusieurs endroits.
3. Notons que les granites à hyperstène du Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire, beaucoup plus riches en fer, apparaissent comme des roches résistantes ; cf. G. Rougerie, 1960.
4. Je ne mentionne pas les gneiss affleurant sur le Bafing supérieur, que je n'ai pas eu l'occasion d'étudier. Ce sont des roches aussi tendres que le granite ; cf. R. Goloubinow, 1936.
5. Paragr. B 3 a.
6. Cf. la carte géologique, feuille Kédougou au 1/200 000.

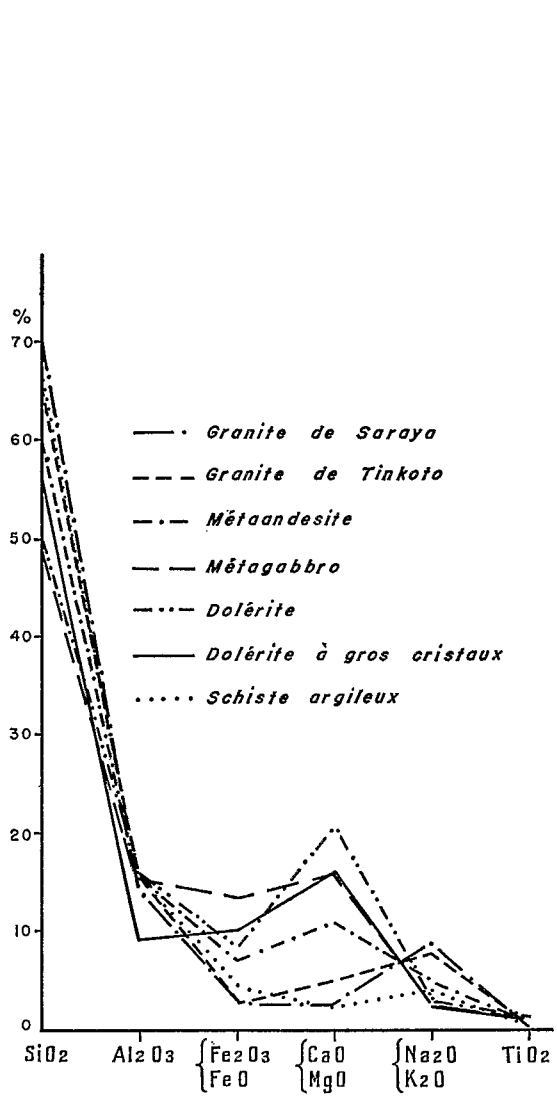


FIG. 49. — Analyses chimiques : roches éruptives et métamorphiques.

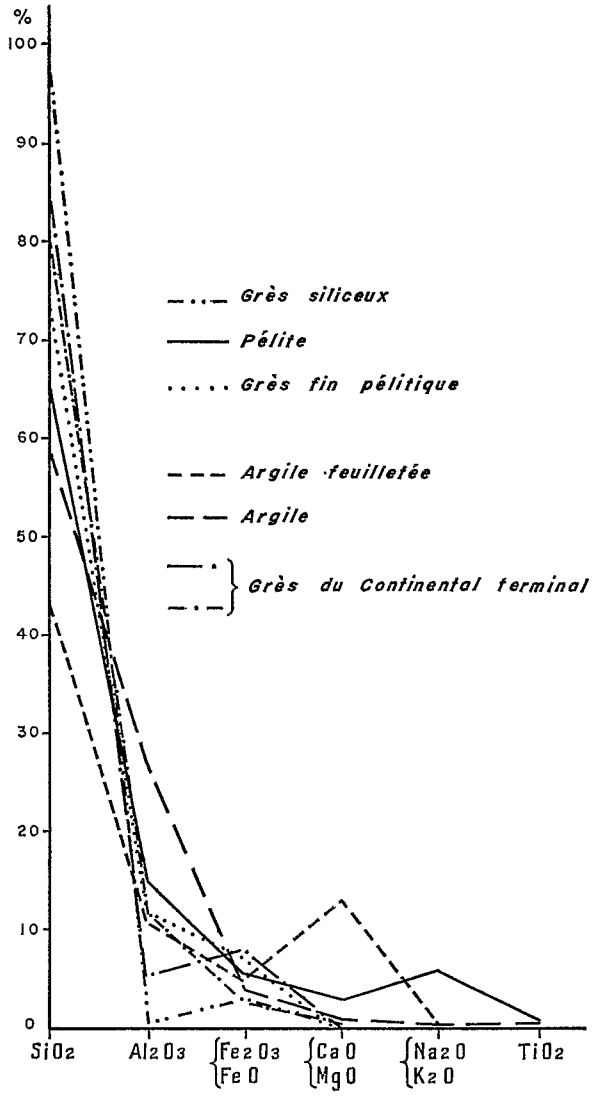


FIG. 50. — Analyses chimiques : roches sédimentaires.

pables de donner des reliefs continus. Cependant les gros filons se signalent par des collines allongées dans le paysage plat des glacis à substratum schisteux.

2. LES ROCHES SÉDIMENTAIRES

Les formations sédimentaires présentent aussi toute une gamme de sensibilité à l'érosion. Les bancs de ***grès quartzites*** constituent les niveaux *les plus résistants*. Réfractaires à l'altération chimique par leur nature uniquement siliceuse, insensibles à la désagrégation granulaire grâce à leur compacité, *ils ne subissent qu'une fragmentation extrêmement lente selon leur réseau de fissures et de diaclases*. Mais dans les séries gréseuses de l'Infracambrien et du Cambro-Ordovicien les couches de grès quartzites alternent souvent avec des dépôts de ***grès quartzeux.*** Cette catégorie de roche comprend *des faciès très variés*. Les grès grossiers passent fréquemment à des grès fins parfois feldspathiques ou micacés, ou à des grès en plaquettes. Le degré

de cimentation des grès quartzeux change aussi. *La composition minéralogique, la grosseur du grain, la cimentation, tous ces facteurs engendrent une grande diversité de résistance.* Les grès quartzeux bien compacts, pauvres en oxydes de fer (fig. 50), sont dans l'ensemble aussi peu vulnérables que les grès quartzites. Ils constituent avec eux les reliefs tabulaires du Labé au Fouta Djalon, du Plateau Mandingue, de l'Afollé et de l'Assaba. Par contre, les couches mal cimentées subissent une désagrégation granulaire intense et sont évidées progressivement par l'érosion : tel est le cas des grès à larges stratifications entrecroisées du plateau de l'Afollé[1]. Les grès à plaquettes, soumises à une fragmentation accélérée, sont des roches très fragiles : aussi leurs affleurements correspondent-ils à des dépressions, à l'intérieur ou en bordure des principaux massifs gréseux.

Nous avons déjà évoqué[2] le façonnement des versants par érosion différentielle dans ces assises gréseuses hétérogènes du Paléozoïque. Les couches dures très compactes, forment des corniches qui n'ont reculé que par éboulement en fonction du réseau de diaclases (fig. 43). Dans les niveaux sous-jacents, plus friables, ont été modelés des versants aux pentes beaucoup plus douces, généralement rectilignes, d'une valeur moyenne de 25 à 30°. Ils sont souvent couverts d'éboulis de taille très variable, venus des corniches, fixés maintenant par la végétation arborée[3]. *Les tables de grès résistant, haché de diaclases et limité par de grands versants, dominent des dépressions où de vastes glacis à pente infime recoupent les grès tendres ; des niveaux ou des lentilles un peu plus durs y pointent en chicots, couverts de blocs, au milieu des étendues sableuses.* Les grès en plaquettes ont été modelés le plus souvent en croupes aplaties, hautes de quelques mètres et jonchées de débris rectangulaires. Dans les grands escarpements qui terminent le Plateau Mandingue à l'Ouest et au Sud (« Falaise » de Tambaoura, Monts Mandingue), les assises de grès formant corniches reposent sur les schistes métamorphiques ou les granites birrimiens ; c'est également le cas dans les contreforts du Fouta Djalon au Sud de Kédougou. Le versant en pente douce est alors taillé dans les formations du socle et couvert d'un éboulis peu épais de blocs gréseux. Ainsi *les séries tabulaires de grès paléozoïques présentent une résistance beaucoup plus forte que le socle qu'ils recouvrent.*

Les *niveaux gréseux plus récents*, représentés dans les *dépôts lutétiens* et bien développés dans le *Continental terminal*, doivent être considérés à part. Souvent hétérométriques, riches en éléments fins, ils rentrent dans la catégorie des grès à ciment pélitique[4] ou argileux[5]. *L'attaque chimique a peu de prise sur eux.* Par contre ils s'effritent facilement et sont de ce fait *sensibles à l'érosion mécanique*, ce qui explique l'élargissement des vallées dès que les rivières traversent ces formations. Or les grès du Tertiaire sont bordés à l'Est par la bande schisteuse de la série de Bakel-Mbout (pl. II). Ils la dominent souvent par un talus de quelques dizaines de mètres et montrent ainsi une vulnérabilité d'ensemble plus faible que celle des schistes.

Les ***pélites***, bien représentés dans les séries du Cambrien[6], sont généralement *de nature argileuse.* Elles ont été largement déblayées et apparaissent au pied des reliefs gréseux ou doléritiques : plaine s'étendant à l'Est des Monts Bassari, région de Kayes, vallée du Karakoro, dépressions de Yélimané et de Nioro de part et d'autre du massif doléritique. Les pélites sont donc *des roches très tendres.* Dans le massif de Mali et ses contreforts elles affleurent cependant à des altitudes parfois supérieures à 1 000 m ; mais elles s'intercalent entre des sills de dolérite et sont souvent durcies par métamorphisme de contact. Les pélites du Cambrien inférieur (série de Kayes) renferment aussi des *bancs de jaspes.* Ces roches uniquement siliceuses ne subissent pas d'altération chimique, mais étant très fissurées, elles se débitent facilement. Les niveaux de jaspes sont en général trop minces pour intervenir dans l'élaboration du modelé.

1. Cf. 1re partie, chap. I, B 1 a.
2. Cf. paragr. A 2.
3. S. DAVEAU, 1963, a fait une étude détaillée de certains versants gréseux du Sahel mauritanien ; cf. aussi Ch. TOUPET, 1966.
4. J. JUNG, 1958.
5. P. ELOUARD, 1959, p. 62.
6. Cf. 1re partie, chap. I, B 2.

Localement ils forment de petites hauteurs ou des corniches de quelques mètres dans les versants.

Les bancs de ***calcaire*** et ***dolomie*** sont peu nombreux et souvent de faible épaisseur dans les séries sédimentaires que traversent le Sénégal et la Gambie et leurs affluents[1]. Ils se situent principalement dans le Cambrien inférieur de la région de Kayes et du Karakoro, ainsi que dans les dépôts lutétiens à faciès néritique, en bordure de la vallée du Sénégal entre Aouré et Cas Cas[2]. Ces niveaux à roches bien cristallisées constituent des replats et des ressauts lorsqu'ils apparaissent dans les versants[3] ; ils ont donc mieux résisté à l'érosion que les roches encaissantes, pélites ou grès peu cimentés. Dans la vallée du Sénégal ils constituent le plancher rocheux de part et d'autre du lit majeur et n'ont pas encore été soumis à l'érosion différentielle[4].

Les ***couches argileuses*** sont présentes dans les formations volcano-sédimentaires du Birrimien et dans les dépôts de l'Éocène et du Continental terminal. Il est bien connu que *ces roches sont particulièrement tendres* en n'importe quel système d'érosion. Les argilites du socle, associées à des tufs, affleurent dans les parties basses du modelé actuel. Les argiles du Tertiaire sont toujours dominées par des reliefs gréseux ; des colluvions les masquent souvent.

3. L'ÉCHELLE DE DURETÉ

Il ressort de cette brève étude que *les roches présentent généralement des duretés analogues dans les domaines guinéen ou soudano-guinéen, bien arrosés, et dans les régions septentrionales à pluviométrie faible et longue saison sèche.* Cette uniformité de l'altération, aussi bien qualitative que quantitative, dans un ensemble bioclimatique aussi vaste et aussi diversifié que les bassins du Sénégal et de la Gambie, ne constitue-t-elle pas un indice d'importantes variations de climat ? Les roches très sensibles à la décomposition chimique, comme les schistes et les granites, n'auraient-elles pas subi une altération intense dans les domaines sahélien et nord-soudanien lors de périodes plus humides ?

Nous voyons aussi que de nombreux facteurs interviennent pour déterminer la « dureté » d'une roche. En schématisant, nous pouvons dire qu'elle dépend pour les formations sédimentaires surtout de leur cohésion, du degré de cimentation et de leur richesse en silice (fig. 50). Pour les roches éruptives et métamorphiques, la « résistance » semble liée à la faiblesse de la fissuration, à la structure microcristalline de la roche et aussi à sa teneur en oxydes de fer (fig. 49). L'étude du façonnement des formations cristallines de la Côte d'Ivoire a conduit G. ROUGERIE (1960, p. 142) à formuler des conclusions semblables. Si nous groupons ensemble les roches sédimentaires, les roches éruptives et les roches métamorphiques, l'*échelle de résistance* des masses rocheuses, représentées dans les bassins du Sénégal et de la Gambie, peut s'établir comme suit *(pour chaque groupe, les lettres indiquent une sensibilité à l'altération croissante)*[5] :

1	***a***	Grès quartzites	*roches très dures*
	b	Cornéennes	
	c	Dolérites	
2		Grès quartzeux bien cimentés	*roches dures*

1. L'étude des « données géologiques » (1re partie, chap. I, C 1) a montré qu'ils sont plus fréquents et plus épais dans certaines formations de profondeur du bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien.
2. Cf. 1re partie, chap. I, C 2 b.
3. Cf. dans C. BENSE, 1961, les coupes de la bordure orientale de l'Assaba.
4. Sauf à l'extrémité amont, près de Bosséabé, où le niveau supérieur a été entaillé et constitue un ressaut à la base d'une butte gréseuse du Continental terminal : P. ELOUARD, 1959, p. 74, fig. 10.
5. Notons que, pour les roches éruptives, cette échelle de dureté ressemble à celle établie par G. ROUGERIE, 1960, p. 141, tableaux 10 et 11, en Côte d'Ivoire forestière, compte tenu des nuances pétrographiques (absence de granites à hypersthène dans les bassins du Sénégal et de la Gambie). G. ROUGERIE ne classe pas dans ses tableaux les formations schisteuses, ni les roches sédimentaires, ces dernières y étant peu représentées.

3	*a*	Métabasites (« roches vertes »)	*roches de dureté moyenne*
	b	Quartzites (fissurés)	
	c	Grès du Tertiaire	
4	*a*	Grès quartzeux mal cimentés et grès feldspathiques	*roches tendres*
	b	Schistes métamorphiques	
5	*a*	Grès à plaquettes	*roches très tendres*
	b	Granites[1]	
	c	Pélites	
	d	Argiles, argilites et tufs	

La composition chimique des roches peut influencer, de manière indirecte, la résistance du matériel rocheux. Sous climat tropical humide et subhumide les roches riches en fer se couvrent d'un niveau induré, qui joue souvent un rôle protecteur. Aussi P. Birot (1960 a, p. 208) considère-t-il que dans la zone intertropicale « un des faits les plus importants pour différencier la résistance des roches, c'est leur aptitude à donner une cuirasse ferrugineuse ».

Le cuirassement par concentration de sesquioxydes est sans aucun doute un facteur à ne pas négliger. Cependant *il faut nuancer ses répercussions sur la dureté des roches; son rôle change beaucoup selon la lithologie du matériel qui l'a engendré.* Prenons quelques exemples. Les grès du Continental terminal, qui contiennent en moyenne 5 à 10 % d'oxydes de fer (fig. 50), se cuirassent facilement. L'induration en surface est un élément complémentaire pour conférer à ces grès plus ou moins friables une résistance moyenne : le niveau de grès ferrugineux de surface protège efficacement la roche sous-jacente. Les schistes restent souvent en relief par rapport aux granites, grâce à leur revêtement ferrugineux. Les dolérites et les métabasites, particulièrement riches en fer (fig. 49), portent aussi des cuirasses épaisses et compactes. Cependant celles-ci ne contribuent guère à accroître la résistance de la roche : des sills doléritiques ou des buttes de « roches vertes » sans aucun niveau ferrugineux — celui-ci étant démantelé de longue date — s'élèvent toujours au-dessus de formations plus tendres. Au contraire, la présence d'une cuirasse épaisse et continue favorise souvent la décomposition de la roche en profondeur, puisqu'elle permet, par sa perméabilité en grand, la formation d'une nappe phréatique et la protège contre l'évaporation[2]. Dès que les produits meubles et leur revêtement ferrugineux disparaissent, l'altération du matériel rocheux est fortement ralentie ou s'arrête.

Ces cuirasses, généralement ferrugineuses, qui peuvent dans une certaine mesure modifier la résistance des roches, s'étalent sur d'immenses surfaces dans les bassins du Sénégal et de la Gambie et constituent un élément majeur du modelé. Elles se sont bien conservées, justement, au sommet de formations assez résistantes et riches en fer ou sur leur pourtour. Sur des roches bien pourvues en alumine elles deviennent localement bauxitiques. Mais ces indurations par les sesquioxydes de fer ou d'alumine, qui ont créé en somme une nouvelle roche, présentent, sous une uniformité apparente, des faciès extrêmement variés. Aussi leur origine est-elle souvent complexe.

1. Rappelons que dans les bassins du Sénégal et de la Gambie affleurent seulement des granites leucocrates à biotite ou à deux micas, qui sont plus sensibles à l'altération que d'autres variétés de granite. Ce sont tous des « granites anciens », d'âge birrimien (Antécambrien moyen).
2. Cf. paragr. B 1 b et B 3 a.

Chapitre II

Le phénomène de cuirassement

Les pédologues ont remarqué, à juste titre, que « l'accumulation des sesquioxydes libres, souvent suivie d'induration, constitue un des phénomènes pédogénétiques les plus répandus en pays tropicaux »[1]. Aussi les études des migrations et du dépôt des hydroxydes de fer et d'alumine ont-elles fait de grands progrès depuis une vingtaine d'années, surtout grâce aux travaux de J. D'HOORE et R. MAIGNIEN. Les géographes ont en même temps pris conscience du rôle et de l'extension des cuirasses dans le paysage et ont essayé de préciser leurs positions géomorphologiques.

Dans les bassins du Sénégal et de la Gambie, d'épaisses cuirasses couvrent les plateaux à manteau latéritique du Fouta Djalon, du Plateau Mandingue et coiffent les sommets tabulaires des petits massifs qui s'égrènent de part et d'autre de la Falémé et de la moyenne Gambie. Ces indurations peuvent être localement riches en alumine. En contrebas de ces reliefs tabulaires, les cuirasses se sont développées sur des glacis souvent étagés ; elles sont toujours ferrugineuses[2]. Ces glacis cuirassés se raccordent par endroits, le long des cours d'eau, à des terrasses graveleuses dont les éléments ont été cimentés en poudingue par les oxydes de fer. *Aussi bien les cuirasses des plateaux latéritiques que celles de glacis recouvrent des roches très diverses, allant des métabasites et dolérites aux granites et grès quartzites. Les dépôts du Continental terminal, qui prennent une grande extension dans les régions occidentales*[3]*, sont aussi coiffés d'une cuirasse ferrugineuse.* En outre le long des entailles de la Gambie et de la Casamance affleurent en de nombreux endroits des niveaux ferrugineux constitués à l'intérieur de ces formations gréso-argileuses[4].

Les travaux des pédologues ont montré que l'accumulation des sesquioxydes de fer et d'alumine se produit généralement en profondeur. *Les cuirasses affleurantes, qui marquent tant les paysages d'Afrique occidentale, sont donc toutes inactuelles et correspondent à une ou plusieurs phases anciennes de cuirassement.* La plupart des cuirasses subissent d'ailleurs une fragmentation plus ou moins intense à leur surface. Des lambeaux perchés de cuirasse ferrugineuse existent en outre dans les régions sahéliennes où, comme nous l'avons indiqué[5], le fer ne migre guère dans les conditions climatiques actuelles. Nous sommes ainsi amené à examiner brièvement de quelle manière se sont effectuées la concentration des sesquioxydes et leur induration.

1. J. D'HOORE, 1954, p. 113.
2. Les éléments de bauxite qu'elles contiennent parfois sont d'origine détritique.
3. Cf. 1re partie, chap. I, C 3 b.
4. R. FAUCK, 1955 ; P. MICHEL, 1960 c.
5. Cf. chap. I, B 3 b.

A. LA FORMATION DES CUIRASSES

Les anciens auteurs comme J. CHAUTARD, H. HUBERT, A. LACROIX, L. AUFRÈRE, E. DE CHÉTELAT, qui ont décrit les cuirasses ferrugineuses ou alumineuses de certaines régions d'Afrique occidentale, n'ont pas distingué les produits meubles, issus de l'altération, des cuirasses plus ou moins dures et ont appelé l'ensemble une latérite[1]. *Les recherches pédologiques poursuivies depuis une quinzaine d'années ont permis de préciser les mécanismes du cuirassement et ont montré la formation de cuirasses dans des milieux tropicaux divers.* Ainsi G. AUBERT a pu écrire dès 1954 a (p. 104) : « Les deux phénomènes, processus physique de cuirassement et processus physico-chimique et chimique de ferrallitisation, sont nettement différents, le premier pouvant jouer sur des matériaux uniquement enrichis en hydroxydes de fer et de manganèse et non d'aluminium. »

Pendant longtemps on considérait aussi que les sesquioxydes migrent de bas en haut, vers la surface où ils se concentrent[2]. E. DE CHÉTELAT (1938, p. 35-37) précisait que l'induration se produit par une montée du fer qui tend « à enrichir la partie supérieure du complexe latéritique, qu'on appelle la cuirasse latéritique ». Ce postulat a conduit H. ERHART et H. SCAETTA (1938) à supposer que l'élaboration des cuirasses latéritiques nécessite deux stades : d'abord une altération profonde sous forêt ; puis s'effectue le cuirassement sous climat plus sec, comme celui qui règne actuellement au Soudan, par « un mouvement ascendant des eaux en saison sèche ». H. HARRASSOWITZ (1930) et J. MOHR ont été les premiers à rejeter l'hypothèse de la formation des cuirasses par remontées de solutions d'hydroxydes. Il est maintenant bien établi que *le lessivage, qui entraîne les sels de fer, d'alumine et de manganèse, s'effectue de haut en bas ou d'une façon oblique.*

Ainsi l'altération et le cuirassement, indépendants l'un de l'autre, s'amorcent et se poursuivent souvent ensemble grâce à la percolation de l'eau à travers le profil. Les sols ferrallitiques, riches en sesquioxydes libres, sont très propices au cuirassement. Mais les travaux des pédologues, en particulier de R. MAIGNIEN[3], montrent que *le phénomène de l'induration par le fer déborde largement vers le Nord les limites de l'altération latéritique* (fig. 44). Le mécanisme est très actif dans tout le domaine sud-soudanien, quand il est bien alimenté par des apports d'oxydes de fer, et se manifeste localement dans des régions septentrionales, plus sèches, comme le Ferlo[4]. Si le domaine du cuirassement s'étend bien au-delà de celui de l'altération latéritique, les deux aires géographiques ne se juxtaposent pas, comme le pensait Y. URVOY (1942, p. 124) : « Latéritisation sous forêt équatoriale, cuirassement dans la frange saharienne, avec une bande de recouvrement vers leur limite commune (le Soudan). » Toutes les études récentes montrent que la savane forme un milieu biologique très favorable aux migrations, précipitations et concentrations d'oxydes de fer[5]. Dans quelles conditions et de quelles manières se réalisent-elles ?

1. LES MÉCANISMES

J. D'HOORE (1954, p. 27) a montré que l'accumulation de sesquioxydes résulte soit de l'importation de sesquioxydes dans un matériel d'altération, soit, au contraire, de l'exportation de non-sesquioxydes ; ainsi se produit tantôt une ***accumulation absolue***, tantôt une

1. Le titre de la thèse de E. DE CHÉTELAT, 1938, est révélateur à ce sujet.
2. Cf. A. LACROIX, 1914 b, p. 339.
3. 1954 d, 1956, 1958 et 1966.
4. R. MAIGNIEN, 1958, cite un exemple de cuirassement dans la région de Yaré-Lao.
5. J. D'HOORE, 1954 ; R. MAIGNIEN, 1958 ; G. ROUGERIE, 1959 a.

accumulation relative. Cette distinction présente un grand intérêt pour le géomorphologue. *Dans le premier cas, le modelé intervient directement,* car les apports dépendent de l'écoulement des eaux en surface ou à faible profondeur ; *dans le second cas, nous avons affaire à un processus purement pédologique mais la topographie joue un rôle non négligeable:* une position élevée, en plateau, favorise le drainage, donc accélére l'accumulation relative, alors que dans un fond de cuvette elle se réalise plus difficilement.

Nous avons vu[1] que le processus de l'hydrolyse libère de grandes quantités d'hydroxydes de fer et aussi des hydroxydes d'alumine dans les pays tropicaux. C'est avant tout l'accumulation de fer qui engendre le cuirassement. *La* ***lithologie*** *intervient naturellement comme premier facteur.* Les roches basiques, grands fournisseurs d'oxydes de fer, sont représentées dans les bassins du Sénégal et de la Gambie principalement par les dolérites intra-paléozoïques et par les métagabbros et les métaandésites d'âge birrimien (fig. 49). Elles affleurent sur de vastes superficies dans les hauts bassins des deux fleuves (pl. II). Des formations détritiques comme les grès du Continental terminal sont souvent aussi riches en fer (fig. 50). Or ceux-ci recouvrent presque partout les séries marines des golfes éocène et miocène[2]. Cependant, *l'altération en cours des roches ne fournit qu'une infime partie du fer qui entre dans les cuirassements. Celui-ci provient le plus souvent d'anciennes accumulations, c'est-à-dire de* ***vieilles cuirasses*** *en position élevée, soumises au lessivage.* Ainsi les sources « secondaires » jouent un grand rôle dans les déplacements des sesquioxydes. Pour que le fer soit entraîné, l'eau doit contenir des acides humiques. Des complexes ferro-humiques, relativement stables, se forment ; ils permettent une migration au loin[3].

a. Concentration et durcissement

La ***percolation de l'eau,*** par gravité, entraîne les sesquioxydes libres. L'importance du drainage dépend de la hauteur et de la répartition des pluies, de la texture du matériel et de la pente motrice. Le bilan hydrique fait toujours apparaître dans les domaines guinéen et soudanien un mouvement généralisé de haut en bas (fig. 44). Les remontées de sesquioxydes par capillarité sont extrêmement réduites[4]. J. D'HOORE (1954, p. 74-75) remarque à juste titre qu'une importante activité capillaire doit être exclue dans la plupart des cas, « d'abord parce que la nappe phréatique est généralement profonde, — elle peut se trouver à plusieurs dizaines de mètres de la surface, — ensuite parce que l'état structural de ces sols confère des diamètres trop grands aux pores ». Les études de profils montrent que les migrations s'effectuent soit dans le sens vertical, soit dans un sens oblique. La géomorphologie intervient pour guider les mouvements de l'eau. *La multiplication des versants et des glacis favorise les déplacements obliques, alors que sur les surfaces planes ou faiblement ondulées l'eau percole surtout dans le sens vertical*[5].

Les sesquioxydes précipitent en profondeur par ***déshydratation*** *pendant la saison sèche.* Les expériences de R. BÉTRÉMIEUX (1956) ont démontré que « le sous-sol normalement drainé est suffisamment aéré pour provoquer la précipitation immédiate du fer et du manganèse ». *Les études de profils montrent que l'accumulation se produit le plus souvent dans la zone d'oscillation de la nappe phréatique.* E. DE CHÉTELAT (1938) a déjà décrit le cycle annuel des variations du niveau statique dans un complexe latéritique[6]. La nappe atteint son niveau le plus bas à la fin de la saison sèche, en avril-mai. Le plan d'eau remonte avec les premières pluies et se trouve au niveau le plus élevé en août-septembre. Mais il n'atteint pas la surface, comme l'indique le croquis de E. DE CHÉTELAT, sauf dans certaines parties basses du modelé où

1. Chap. I B.
2. Cf. 1re partie, chap. I, C 2 et 3.
3. J. D'HOORE, 1954. Un certain nombre d'expériences ont montré l'action de la matière organique sur la mise en mouvement du fer ; cf. P. SÉGALEN, 1964, p. 77-78.
4. J. D'HOORE, 1954 ; R. MAIGNIEN, 1958.
5. Cf. l'étude d'une toposéquence en Haute-Casamance par J. F. VIZIER, 1963.
6. Cf. p. 73-76 et fig. 15.

peuvent se produire des émergences de la nappe. La plupart des puits de Casamance, par exemple, font apparaître une induration par le fer des grès argileux friables ou des sables du Continental terminal dans la zone de battement de la nappe[1].

La profondeur à laquelle se produisent des accumulations de sesquioxydes dépend du drainage interne, fonction d'une part de la hauteur et de la répartition des pluies annuelles, d'autre part de la perméabilité du matériel soumis au lessivage. Ainsi R. MAIGNIEN (1958) a observé que dans les sols faiblement ferrallitiques de Casamance le dépôt se produit entre 4 m et 6 m de profondeur, alors que dans les sols ferrugineux tropicaux du Sénégal oriental, formé sous climat moins humide, il se situe en moyenne entre 1,5 et 2,5 m. Dans un matériel compact et riche en fer, tels les produits de décomposition des roches basiques et de certains schistes, le concrétionnement peut déjà apparaître à faible profondeur. Par contre, dans un matériel bien drainant, comme les arènes granitiques, les solutions de fer descendent toujours jusqu'au niveau des nappes[2].

La grande extension et la continuité des cuirasses latéritiques sur les hauts bowé du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue permet d'affirmer que ce sont d'anciennes cuirasses formées au niveau de la nappe phréatique. Il en est de même des cuirasses ferrugineuses qui recouvrent les glacis au pied des reliefs. Les deux niveaux indurés par le fer, qui traversent les formations gréseuses du Continental terminal en basse Gambie et en Casamance, correspondent aussi à des abaissements de la nappe par grandes saccades, en fonction du creusement des cours d'eau[3]. Toutes ces cuirasses se situent nettement au-dessus de la zone actuelle de fluctuation du niveau statique.

Ces accumulations anciennes de sesquioxydes sont presque toutes ***venues en affleurement*** — mises à part celles de la basse Gambie et de Casamance — par érosion des horizons supérieurs restés meubles. L. AUFRÈRE (1932) notait déjà dans ses observations sur les latérites de Guinée que « les régions exposées à la dénudation peuvent être privées de leurs zones supérieures, surtout après la disparition du tapis végétal » et ajoutait aussitôt : « C'est peut-être ce qui s'est produit sur les bowals dénudés de la Guinée. » Depuis lors les études d'un certain nombre de pédologues ont bien démontré que le déblaiement du matériel meuble fait apparaître en surface les niveaux imprégnés par les sesquioxydes, plus compacts, donc plus résistants à l'érosion. *Or, au contact de l'air libre, le fer, l'alumine ou le manganèse se deshydratent complètement et recristallisent, de sorte que les niveaux durcissent et prennent vraiment l'aspect de cuirasses*[4].

Les cuirasses communes sont constituées uniquement d'oxydes de fer. Le manganèse, très mobile, est le plus souvent exporté par les nappes phréatiques et les cours d'eau, notamment dans les domaines guinéen et soudanien. Lorsqu'il reste dans le profil, l'accumulation n'a pas dépassé le stade de jeunesse. L'alumine, par contre, demeure en place ou ne migre que sur de très petites distances. Elle se concentre peu à peu par accumulation relative et forme, dans des conditions très favorables, des cuirasses bauxitiques (fig. 51, C 1). Ces cuirasses, riches en gibbsite et parfois en boehmite, sont l'aboutissement d'une très longue évolution. Aussi n'apparaissent-elles que sur les hauts bowé du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue, ainsi que sur quelques grandes buttes comme celles des Monts Bassari[5].

b. Facteurs de cuirassement

Le ***modelé*** guide le drainage et intervient ainsi directement dans l'accumulation des sesquioxydes. *Les cuirasses des plateaux latéritiques s'épaississent considérablement en bordure où la bonne aération du milieu précipite les hydroxydes de fer et d'alumine.* Sur les rebords des

1. P. MICHEL, 1960 c.
2. R. FAUCK, 1963.
3. R. FAUCK, 1955 ; P. MICHEL, 1960 c.
4. L. ALEXANDER, J. CADY, 1962.
5. Cf. J. BADET, 1958 ; DONNOT, 1959 ; A. GSELL, 1957, 1959 ; P. MICHEL, 1958, 1960 a ; P. MICHEL, C. PÉREZ, 1960 ; J. SABOT, 1956.

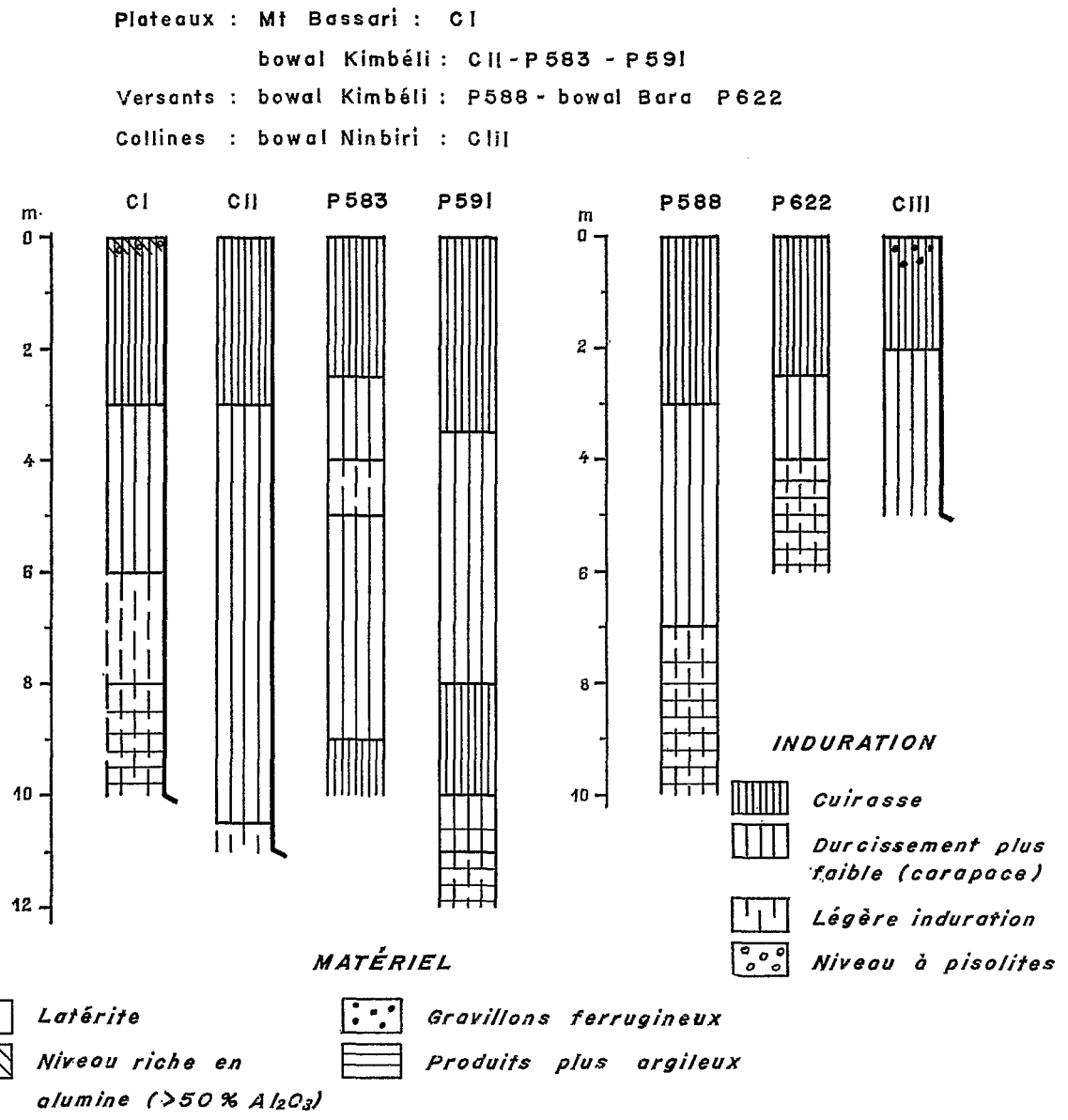


FIG. 51. — Profils de cuirassement sur plateaux et versants latéritiques du Plateau Mandingue et des Monts Bassari, d'après les puits de recherche (P) et des coupes de corniches (C).

grandes buttes tabulaires du pays Bassari, l'induration se développe en certains endroits sur une profondeur de 20 m : l'imprégnation plus diffuse vers la base protège encore les formations argileuses de l'érosion et maintient les escarpements rectilignes sur toute leur hauteur. On peut faire les mêmes observations sur les pourtours des plateaux latéritiques du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue méridional[1], lorsque l'entaille a été suffisamment profonde pour dégager des corniches (fig. 51).

Les surfaces planes des glacis à pentes faibles, de 1° à 5° en moyenne, ralentissent le lessivage oblique et provoquent ainsi le dépôt des sesquioxydes, notamment de fer. J. D'HOORE (1954, p. 64) a le premier attiré l'attention sur cette accumulation absolue de fer par lessivage

1. Par exemple sur le rebord sud du Kimbéli et dans l'entaille d'un profond ravin à l'Ouest.

oblique, qui engendre des « cuirasses de basse pente ». Elle est alimentée essentiellement par les formations latéritiques des hauts bowé ou par les cuirasses de glacis plus anciens. Le cuirassement peut apparaître après un trajet de 200 à 300 m, mais se développe surtout dans la partie basse du glacis. Ainsi se forme une cuirasse, qui s'amincit vers l'amont et se termine souvent en biseau. Les « catenas » permettent de suivre la progression du cuirassement sur ces surfaces à faible pente. Par exemple sur un glacis au Nord-Est de Tinkoto, le niveau induré par le fer a une épaisseur de 1 m à une distance de 250 m d'un glacis cuirassé plus ancien ; 500 m plus loin, ce niveau atteint une puissance de 3 m (fig. 52, P 3 et P 1).

La ***texture du matériel de réception*** joue aussi un rôle. Les sesquioxydes précipitent en premier lieu dans les niveaux à éléments grossiers, très poreux, bien aérés, où se produit une oxydation rapide. Ainsi *les dépôts de galets des anciennes terrasses ont été cimentés par le fer en poudingues très compacts*[1]. De même, la formation alluviale plus récente des « graviers sous berge », qui apparaît à l'étiage dans la plupart des cours d'eau, est presque toujours indurée par les imprégnations ferrugineuses. *Les débris d'anciennes cuirasses et les gravillons ferrugineux, si fréquents dans les profils* (fig. 52), *favorisent dans une large mesure l'immobilisation des sesquioxydes.* Par contre, dans un matériel fin, limoneux ou argileux, les hydroxydes précipitent plus difficilement ; ils peuvent cependant être retenus par adsorption aux surfaces argileuses[2]. Ils remplissent généralement des fissures et forment des joints ferrugineux.

Les phénomènes d'***hydromorphie*** engendrent souvent l'accumulation de fer, soit par taches et concrétions, soit sous une forme diffuse. *Les alluvions des lits majeurs, soumises à des engorgements temporaires par la crue et les fluctuations de la nappe*[3], *sont particulièrement sensibles aux imprégnations ferrugineuses.* R. MAIGNIEN (1954 b) a décrit la formation d'une cuirasse par hydromorphie dans la plaine Ballay sur le cours supérieur du Bafing. Les recouvrements sablo-argileux des « graviers sous berge » montrent par endroits une induration alvéolaire dans la partie inférieure du dépôt. Elle est bien visible le long de la Gambie dans les environs de Kédougou et sur le Niokolo-Koba au passage de la piste Tambacounda-Kédougou. Certaines parties s'imprègnent de fer et se colorent en brun-rouge. Le matériel des interstices, gris-jaune, reste meuble ; il est déblayé progressivement par la circulation de l'eau de la nappe en période de crue. Ainsi le niveau induré devient alvéolaire[4]. De même, les alluvions de la basse vallée du Sénégal subissent souvent une ferruginisation par hydromorphie. Elle se manifeste de façon diverse selon la nature du matériel[5]. *Les sables sont consolidés localement en grès ferrugineux ; ailleurs, ils présentent des taches rouille.* Les limons et sables fins des levées contiennent fréquemment de petites concrétions noires, riches en manganèse. Dans les argiles plus compactes, mais fissurées par dessiccation en saison sèche, les hydroxydes de fer pénètrent dans les fentes et constituent un réseau à mailles lâches[6]. En outre, des sols peu évolués sur colluvions sont souvent bariolés de taches ferrugineuses par hydromorphie : il suffit qu'un niveau argileux crée un engorgement temporaire de profondeur[7]. Si le mécanisme dure assez longtemps ou atteint une grande intensité, les taches se durcissent peu à peu et se transforment en concrétions aux formes irrégulières.

c. L'évolution générale des cuirasses

L'accumulation d'hydroxydes de fer, d'alumine et de manganèse à certains niveaux et l'induration du matériel meuble, son corollaire, sont donc des ***phénomènes naturels,*** *liés au milieu bioclimatique et sous la dépendance étroite du modelé et de la circulation des eaux.*

1. Quelquefois, cependant, les galets restent meubles et seul le matériel fin de recouvrement est induré (fig. 52, P 10).
2. Cf. J. D'HOORE, 1954, p. 91.
3. Cf. 1re partie, chap. II B.
4. Les pédologues appellent souvent ces indurations en bordure de lit mineur des « cuirasses de galeries ».
5. P. MICHEL, 1957 b.
6. J. TRICART, 1959 a et 1965 c, a fait des observations semblables sur les alluvions de la moyenne vallée du Niger.
7. Nous en avons observé, par exemple, avec des pédologues de l'O.R.S.T.O.M. dans les colluvions sableuses au pied des contreforts du Fouta Djalon dans la région de Kédougou.

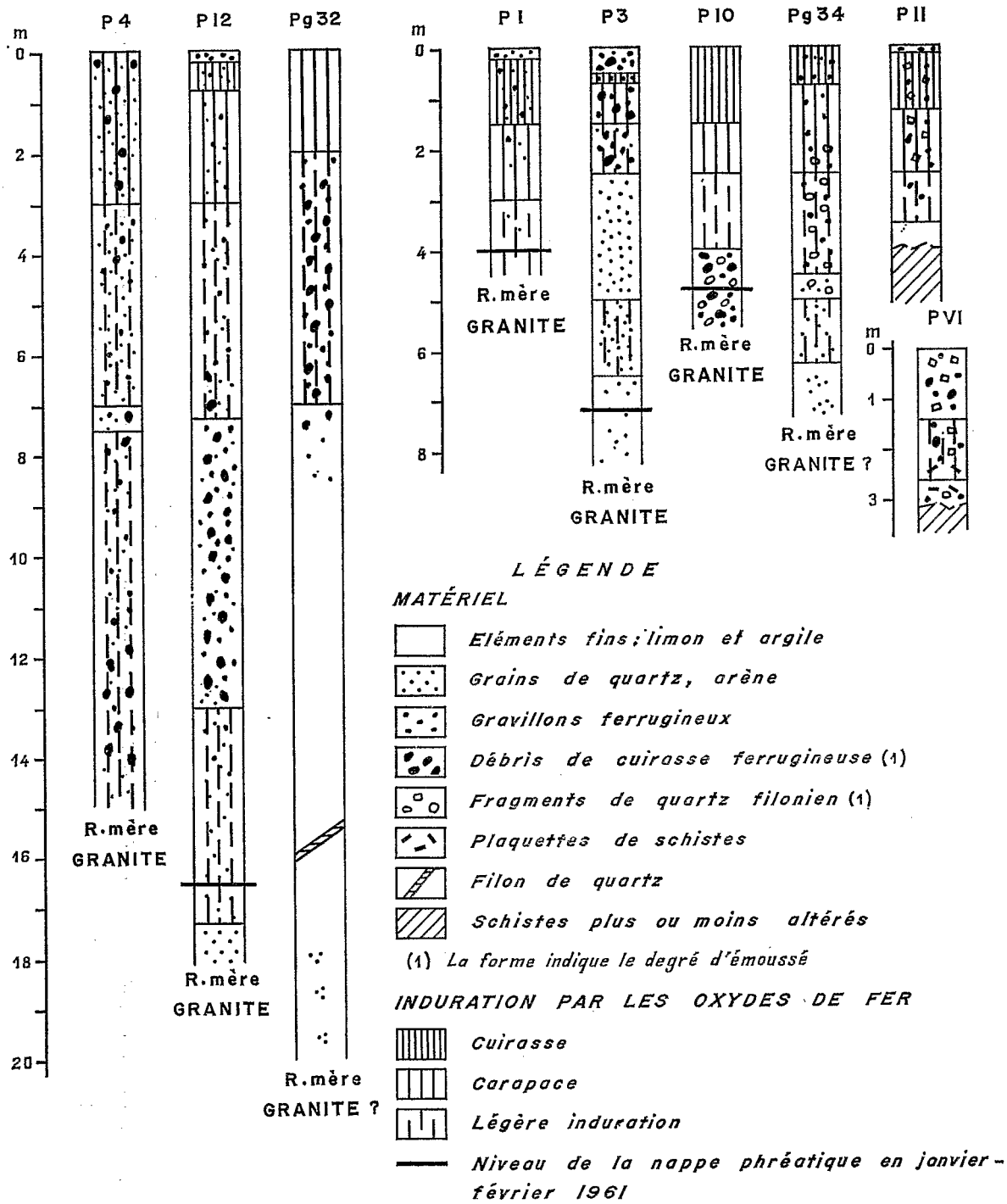


FIG. 52. — Profils de cuirassement sur glacis au Sénégal oriental, d'après des puits de recherche (travaux du B.R.G.M.).

Cependant des botanistes, comme A. CHEVALIER, ont insisté sur la déforestation récente, d'origine anthropique, et y ont vu souvent la cause principale du cuirassement. A. AUBRÉVILLE (1947, p. 353) admet l'existence de cuirasses anciennes, mais est « persuadé de la progression de cette lèpre des sols » sous l'influence des défrichements et emploie dans ce sens le terme bowalisation[1]. J. D'HOORE (1954, p. 89) a déjà indiqué que l'accumulation des sesquioxydes, aussi bien relative qu'absolue, n'a pas, pour ainsi dire, été influencée par l'activité humaine. *Il est évident que les cuirasses anciennes des plateaux latéritiques se sont formées bien avant l'apparition de l'homme.* En outre, une modification du couvert végétal ne peut jouer qu'un rôle mineur puisque la concentration se produit toujours à une certaine profondeur.

Mais l'accumulation de sesquioxydes a été souvent confondue, comme le note J. D'HOORE (1954, p. 90), « avec des phénomènes d'induration ou même simplement avec la dénudation par érosion d'anciennes cuirasses enfouies ». Il n'y a pas de doute que dans certaines régions, notamment sur les massifs centraux du Fouta Djalon, l'accroissement des cultures sur brûlis constitue un danger : elle engendre *l'érosion des sols, qui peut faire apparaître des niveaux plus profonds imprégnés par le fer et légèrement durcis.* Des observations précises, comme celles de L. ALEXANDER dans le Fouta Djalon et en Haute-Guinée[2], montrent que des niveaux d'accumulation ferrugineuse, mis en affleurement et exposés au soleil, peuvent se transformer en un laps de temps très court, de l'ordre de 10 à 20 ans, en cuirasses bien compactes.

En outre, les formations cuirassées constituent un milieu particulièrement favorable à l'accumulation des sesquioxydes[3]. Les eaux de percolation se chargent d'hydroxydes de fer et de manganèse qui précipitent en saison sèche, au moins partiellement, dans la zone d'oscillation de la nappe phréatique. De ce fait, *les coupes des glacis cuirassés présentent parfois des profils complexes* (fig. 52, P 12, P 3), qu'on peut schématiser ainsi, de haut en bas :

— Cuirasse ferrugineuse, dont la dureté diminue en profondeur.
— Niveau meuble, d'épaisseur très variable.
— Nouvelle induration, moins forte qu'en surface. Elle peut se manifester sur une épaisseur de plusieurs mètres. Ces niveaux sont souvent riches en manganèse.

Les cuirasses anciennes, affleurantes sur de vastes superficies, sont soumises à une ***désagrégation mécanique.*** Elles se fragmentent à la surface en débris de taille très variable, allant du bloc, long de plusieurs décimètres, au gravillon d'un diamètre de quelques millimètres seulement. *Ces blocs et gravillons jonchent généralement les plateaux et glacis cuirassés.* En profondeur ils se mélangent à de la « terre » grise ou jaune, formée de limon ou d'argile. Ce recouvrement détritique atteint par endroits une épaisseur de 50 à 60 cm. Il semble néanmoins que, dans les domaines guinéen et soudanien, cette ablation en surface soit extrêmement lente. Des observations dans des lieux témoins pendant une longue période présenteraient un grand intérêt.

Ces fragments de cuirasse et gravillons, qui recouvrent les niveaux indurés, sont aussi soumis à la percolation de l'eau et à une certaine activité biologique pendant la saison des pluies. Ils peuvent être partiellement dissous, mais généralement ils se couvrent de films brun-noir, durs, lisses et brillants, riches en fer[4]. Ces films protègent efficacement les blocs et les gravillons contre de nouvelles fragmentations et leur permettent de subsister longtemps.

Les débris suffisamment petits sont souvent entraînés par ruissellement. Les blocs peuvent être pris en charge par les cours d'eau. Ils se déplacent aussi par gravité et se répartissent alors en colluvions sur les versants. *Ce matériel détritique, constitué uniquement de sesquioxydes, se recimente aisément en une nouvelle cuirasse,* s'il est imbibé périodiquement par des eaux chargées en fer et en manganèse. Ainsi s'effectuent des ***« cycles de cuiras-***

1. Dans un article plus récent, A. AUBRÉVILLE, 1962, nuance sa position.
2. *In* L. ALEXANDER, J. CADY, 1962, p. 5.
3. R. MAIGNIEN, 1958.
4. J. D'HOORE, 1954, p. 112.

***sement* »**, pour reprendre l'expression de R. MAIGNIEN (1958), soit à l'intérieur même du profil, soit aux alentours, par désagrégation d'anciennes cuirasses, déplacement vers des zones plus basses et cimentation des débris. Nous analyserons plusieurs exemples, de façon détaillée, dans l'étude géomorphologique des glacis cuirassés[1].

2. LE MATÉRIEL INDURÉ

L'accumulation des sesquioxydes peut se produire dans du matériel meuble d'origine variable : altérites de la roche en place, colluvions, alluvions ; parfois le fer imprègne directement certaines roches poreuses et friables, tels les grès argileux et sables du Continental terminal, ou des roches fortement fissurées comme les schistes et certains grès.

Les cuirasses sont assez souvent piquetées de grains de quartz. L'étude des formes des grains sur des lames minces permet de savoir si l'induration a eu lieu dans une arène non remaniée ou dans des sables provenant de la désagrégation des grès *in situ*, ou au contraire dans des formations alluviales ou colluviales[2].

a. Apports détritiques

Les inclusions de débris de roches sont rares, mis à part les fragments de quartz filonien. Au pied de reliefs gréseux, comme la « falaise » de Tambaoura, les cuirasses renferment par endroits des blocs éboulés de grès. La cuirasse ferrugineuse, qui domine la rive méridionale du Djeli Mahé, au Nord-Ouest de Yélimané, contient des débris de jaspes. Les profils de puits des environs de Kossanto, au Sénégal oriental, montrent des cimentations en profondeur, par le fer, de plaquettes de schistes mélangés à des quartz et à des débris de cuirasse (fig. 52, P VI). Les fragments de quartz filonien apparaissent dans les cuirasses recouvrant le socle, aussi bien sur schistes que sur granites syncinématiques (fig. 52, Pg 34, P II). Celles qui s'étendent sur les formations paléozoïques tectonisées et faiblement métamorphiques du Sénégal oriental en contiennent également. Mais *le matériel détritique grossier, inclus dans les niveaux cimentés par les sesquioxydes, est constitué le plus souvent de blocs d'anciennes cuirasses et de gravillons ferrugineux* (fig. 52).

Lorsqu'on se trouve en face d'un niveau cuirassé, une question vient inévitablement à l'esprit : *ce matériel induré par l'accumulation de sesquioxydes est-il « autochtone » ou « allochtone »* ? En d'autres termes, représente-t-il le produit d'altération de la roche en place, ou vient-il d'ailleurs, à la suite d'un déplacement par gravité ou d'un transport par ruissellement ? Les premiers géographes et géologues, qui se sont intéressés aux cuirasses latéritiques, *sensu lato*, d'Afrique occidentale et centrale, ont déjà entrevu ce problème fondamental. Dans son étude sur le Fouta Djalon, J. CHAUTARD (1905, p. 126-128) a distingué des « latérites *in situ*, qui conservent parfois les formes des éléments cristallisés de la roche d'origine », et des « latérites détritiques provenant de l'accumulation des éléments, divisés et transportés, des latérites de première formation ». L'auteur précise que la latérite détritique indurée, appelée aussi conglomérat ferrugineux, couvre dans le Fouta Djalon et en Basse-Guinée des espaces considérables. L. AUFRÈRE (1932) indique aussi à propos des latérites de Guinée que « les régions d'accumulation présentent souvent une zone de latérite détritique au-dessus de la série normale ». J. LOMBARD (1939, p. 65) fait la remarque suivante sur les cuirasses dans son étude des altérations superficielles en A.E.F. : « la croûte latéritique semble avoir fixé, à une époque déterminée, la morphologie existante », et ajoute fort à propos : « il est donc normal qu'elle ait pris dans sa masse les éléments superficiels tels qu'ils se trouvaient. Parmi eux, il y avait des affleurements de roches en place, mais aussi des mélanges de débris de toute nature, notamment des éboulis ».

1. 4e partie, chap. I, A 1.
2. Nous donnons des descriptions de lames minces en Annexe n° 2.

Ce problème de l'origine du matériel induré a longtemps échappé à l'attention des pédologues, qui se limitaient à l'étude du profil et de la migration des sesquioxydes[1]. Les études pédologiques du cuirassement, comme celles de R. MAIGNIEN, tiennent compte des apports détritiques, mais ne leur réservent pas toujours la place qui convient. *Ce sont avant tout des géographes qui ont montré, grâce à leurs recherches géomorphologiques dans diverses régions d'Afrique occidentale, l'abondance de matériel allochtone dans les cuirasses.* J. DRESCH (1952) note que la carapace superficielle recouvrant les argiles d'altération dans les régions soudanaises « contient fréquemment des grains de quartz et des galets de quartz plus ou moins roulés ». Les faciès des cuirasses ferrugineuses de la vallée moyenne du Niger, étudiées en détail par J. TRICART (1959 a), « montrent très souvent une origine détritique, soit du fait de la présence d'éléments allogènes (galets de quartz, fragments de cuirasse remaniés), soit par leur texture (existence de stratifications lenticulaires...) ». Dans la description des « hauts niveaux » cuirassés du Nord-Dahomey, J. VOGT (1959 b) précise que « plusieurs buttes permettent de subdiviser la carapace en une partie inférieure, formée à partir des sols d'altération locaux, et une partie supérieure détritique, à quartz légèrement usés ». Mais ce sont principalement M. LAMOTTE et G. ROUGERIE (1953, 1956, 1962) qui ont insisté dans une série de notes et d'articles sur le développement des cuirasses ferrugineuses allochtones en Afrique occidentale.

Ces deux auteurs ont étudié surtout les formations cuirassées de Haute-Guinée et de la Côte d'Ivoire occidentale, pays accidentés, dont les hauts reliefs sont formés essentiellement de quartzite à magnétite. Les niveaux de cuirasse, qui s'étagent à l'intérieur des chaînes du Nimba et du Simandou, renferment beaucoup de débris grossiers. Au pied des massifs, la plupart des cuirasses seraient aussi allochtones, bien qu'elles ne présentent pas à première vue un faciès détritique : « Si leur aspect — surtout superficiel — paraît homogène, et non hautement hétérogène, comme au Nimba et au Simandou, c'est que l'altération y est fortement poussée ou que les éléments alluviaux ou colluviaux originels étaient de très petite taille »[2]. Ces deux remarques montrent toutes les difficultés du problème lorsque l'induration ferrugineuse s'est produite dans un matériel fin qui n'est plus reconnaissable à l'intérieur du dépôt de sesquioxydes.

Quelle place occupe le matériel détritique allochtone dans les formations cuirassées des bassins du Sénégal et de la Gambie ? Sa répartition est-elle uniforme ou, au contraire, bien localisée en fonction de la morphologie ? Une première constatation s'impose : les cuirasses à matériel détritique abondant se situent toujours dans les régions basses du modelé ; elles couvrent notamment les glacis étagés au pied des reliefs (fig. 52). Les cuirasses latéritiques anciennes des hauts plateaux et des versants en pente douce n'en contiennent guère (fig. 51) ; si toutefois des éléments détritiques sont visibles en surface, l'examen du profil montre qu'ils disparaissent rapidement en profondeur (fig. 51, C III). Nous pouvons donc affirmer que *sur les hauts bowé, l'induration, telle qu'elle existe de nos jours, s'est effectuée dans les produits d'altération de la roche en place*[3]. On pourrait envisager tout au plus le cas d'apports de débris très fins, devenus méconnaissables par la latéritisation et l'induration. Mais ils apparaîtraient alors dans les analyses chimiques des prélèvements faits à intervalles réguliers sur les déblais des puits de prospection[4]. Or les résultats d'analyses prouvent qu'il s'agit bien d'altérites d'une même roche, en l'occurrence des dolérites ou des schistes ; les variations dans les profils portent principalement sur les teneurs respectives en fer et en alumine (fig. 53), liées à des différences de migration de ces sesquioxydes. Le fer, plus mobile, a souvent tendance à s'accumuler en profondeur.

Par contre, les formations indurées des glacis, qui se développent dans les zones basses, renferment fréquemment des éléments détritiques grossiers, parfois sur une épaisseur de 10 à 15 m,

1. Cf. l'historique des recherches pédologiques dans l'article de M. LAMOTTE, G. ROUGERIE, 1962.
2. M. LAMOTTE, G. ROUGERIE, 1953, p. 89-90.
3. Cependant l'ablation en surface, que nous examinerons ultérieurement, aurait pu enlever des niveaux détritiques.
4. Cf. M. LUCAS, 1959.

comme le montrent les coupes des nombreux puits de recherche (fig. 52), creusés par le B.R.G.M. au Sénégal oriental[1]. Ils sont représentés principalement par des débris de cuirasse plus ou moins émoussés et des gravillons ferrugineux, et seulement de façon accessoire par des fragments de roche peu ou pas altérée. *Dans quelle mesure ces éléments viennent-ils d'ailleurs ? Sur quelle distance ont-ils été déplacés ?* Notons que cette question de l'allochtonie du matériel revêt une grande importance pratique pour la prospection minière. Le problème se pose ainsi : est-ce que sur ces immenses étendues de glacis cuirassés sans le moindre affleurement rocheux,

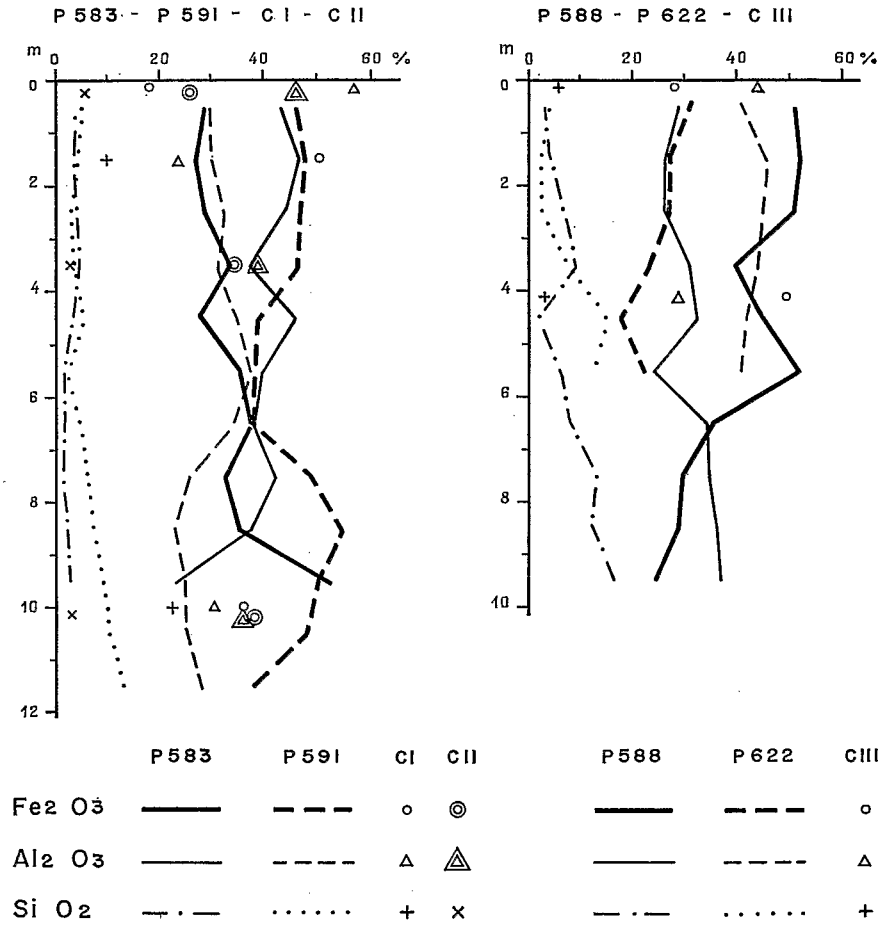


FIG. 53. — Variations des teneurs en fer, alumine et silice des profils de cuirassement sur plateaux et versants latéritiques.

le matériel de surface induré par le fer reflète ou non la composition de la roche *in situ*, susceptible de contenir des minéralisations intéressantes ? Si les éléments sont tous allochtones et ont été déplacés sur une grande distance, un indice de surface ne présente évidemment aucun intérêt.

b. Degrés d'allochtonie

Dans certains cas l'allochtonie est évidente. Ainsi les blocs de grès contenus dans la cuirasse, qui s'étend sur les schistes antécambriens en contrebas de la « falaise » de Tambaoura,

1. P. MICHEL, 1962 a ; J. P. LAJOINIE, S. PRIBILE, 1963.

viennent bien de cet escarpement. De même, les débris émoussés de bauxite dans les cuirasses ferrugineuses des glacis, cernant les Monts Bassari, sont descendus des latérites sommitales. *Mais ces débris, notamment les fragments de roches, s'amenuisent et s'effritent souvent au cours du transport,* soit qu'ils se réduisent en sable, soit qu'ils se décomposent en limon ou argile. C'est pourquoi à une certaine distance des reliefs, fournisseurs de débris grossiers, les éléments deviennent difficilement identifiables. Par exemple dans les cuirasses situées au pied du Tambaoura, à quelques kilomètres de la « falaise », l'apport ne se reconnaît plus que par des fragments isolés de grès quartzite[1]. Plus loin, tout élément détritique discernable sur le terrain a disparu et l'allochtonie partielle n'a pu être identifiée que grâce au « groupement sédimentaire » des minéraux lourds[2].

Seuls les fragments de quartz, les débris de cuirasse et gravillons ferrugineux résistent longtemps à la décomposition et s'usent peu pendant le transport. Leur présence peut permettre de connaître dans beaucoup de cas l'origine du matériel. La ligne de tranchée du C.E.A.[3] dans les formations sur granite à Saraya est un exemple très démonstratif (fig. 46) : sur le sommet aplati de la colline, la cuirasse s'est formée directement dans l'arène. Les versants en pente très douce, d'environ 1°, sont couverts d'une cuirasse riche en débris de quartz filonien sur une épaisseur de 0,60 m à 1 m ; ceux-ci disparaissent brusquement en profondeur et l'arène *in situ* n'en contient pas. En conséquence, la partie supérieure des formations indurées par les oxydes de fer doit être considérée comme allochtone. L'usure des quartz donne aussi une indication sur la longueur du transport. Les débris sont dans l'ensemble subanguleux ; leurs arêtes ont été à peine émoussées. Pour un lot de 50 quartz, prélevés dans l'une des tranchées, les médianes des indices d'émoussés (1er et 2e ordre) sont les suivantes : E 1 = 80, E 2 = 132[4]. Cette usure très faible indique que les fragments n'ont été déplacés que sur une courte distance[5].

Les débris de cuirasse et les gravillons ferrugineux présentent généralement des formes bien émoussées, parfois même arrondies. Est-ce à dire qu'ils ont été façonnés longtemps dans l'eau ? Il faudrait alors admettre un transport sur des dizaines de kilomètres, ce qu'exclut le contexte géomorphologique des dépôts de glacis. *Des observations montrent que leur forme émoussée et leur aspect luisant sont avant tout le résultat d'actions chimiques.* L'examen minutieux des cassures fraîches de gravillons permit déjà à J. D'HOORE (1954, p. 112) de constater « que la forme arrondie est due au remplissage de creux et à la dissolution des pointes et arêtes ». Nous avons remarqué des débris de cuirasse parfaitement arrondis après un transport sur moins de 500 m dans le lit du Sénégal. Contrairement aux quartz, leur forme émoussée ne peut en aucun cas servir d'étalon pour apprécier la longueur du transport. *Il semble que souvent les débris n'aient subi qu'un déplacement minime.* Aussi la présence de débris de cuirasse et gravillons ferrugineux, si fréquents dans les profils, pose-t-elle des problèmes et leur interprétation peut s'avérer délicate. Viennent-ils de la destruction sur les hauteurs d'une formation indurée beaucoup plus ancienne ou du démantèlement sur place d'une cuirasse, dont les éléments à peine remaniés sont pris dans un nouveau ciment ferrugineux ?

Le problème de l'origine du matériel induré par les sesquioxydes sur les glacis est par conséquent souvent complexe *et demande des recherches précises et minutieuses, comme le montrent les études encore en cours au Sénégal oriental.* Il est nécessaire d'analyser en détail le matériel détritique, de comparer les débris de cuirasse ferrugineuse aux indurations sur roches basiques et à celles sur roches acides. Par exemple les blocs de cuirasse et gravillons mélangés à de l'arène, que le puits P 12 de Tinkoto a recoupés sur plus de 10 m (fig. 52), représentent-ils le produit de désagrégation d'un niveau ferrugineux formé sur granite ou sur roche basique ? D'après leur texture et leur densité, la cuirasse s'est constituée sur des roches basiques. Ce

1. J. VOGT, 1955 b.
2. Cf. B. TAGINI, 1955, qui a étudié en détail les associations de minéraux lourds de cette région diamantifère.
3. Commissariat à l'énergie atomique.
4. P. MICHEL, 1960 d.
5. Une certaine corrosion chimique au niveau de la nappe a pu intervenir, en outre, dans le façonnement des galets ; cf. chap. I, B 1 a.

matériel incontestablement exotique se trouve ainsi mélangé à des altérites du granite en place. Il s'avère par conséquent nécessaire de définir des degrés dans l'allochtonie.

Ces éléments détritiques grossiers sont parfois recouverts de matériel extrêmement fin, limoneux ou argileux, devenu méconnaissable par l'induration ferrugineuse, comme le montre la coupe de puits Pg 32 de Ouassa (fig. 52). Il sera impossible de qualifier à première vue une telle formation d'allochtone. Seule une coupe complète peut nous renseigner sur la nature du matériel et permettre de l'interpréter dans le contexte géomorphologique.

Ainsi les faits observables sur le terrain sont souvent très complexes. A l'échelle des grandes régions il est tout à fait juste d'opposer, comme l'a fait P. PÉLISSIER (1960) dans un but surtout pédagogique, les indurations des hauts bowé dans les produits latéritiques en place, et celles dans les épandages de matériel ferrugineux ou latéritique, qui couvrent les parties basses du modelé[1]. Cependant toutes les cuirasses de versant ou de glacis ne sont pas allochtones ou ne le sont qu'en partie. Lorsqu'elles se situent loin de reliefs importants, elles se sont formées plutôt dans les altérites de la roche *in situ*. Ce cas est fréquent sur les grands batholites de granite du Sénégal oriental qui ne présentent aucun relief notable d'où auraient pu venir des débris d'anciennes cuirasses. En outre, quelques exemples ont montré que les critères d'allochtonie sont souvent difficiles à établir. Une étude sommaire de la texture des affleurements ne suffit pas[2] et peut même conduire à une interprétation erronée quand du matériel fin se superpose à des éléments détritiques grossiers.

Quoi qu'il en soit de l'origine du matériel détritique, la présence dans les formations meubles des versants et glacis de blocs et gravillons ferrugineux augmente toujours dans des proportions considérables la teneur en fer du matériel (fig. 54, P 4, P 12) : même lorsque ces débris sont noyés dans l'arène granitique, la teneur de l'ensemble en Fe_2O_3 dépasse 30 % et peut atteindre 40 %. Ils jouent un rôle important comme milieu de fixation des oxydes dissous et contribuent ainsi à l'induration. Les coupes des puits P 3, Pg 32 de Tinkoto et Ouassa sont très démonstratives à cet égard (fig. 52) : le durcissement s'arrête juste à la base du matériel détritique ferrugineux. Les divers profils que nous avons eus l'occasion d'étudier, principalement au Sénégal oriental[3], permettent d'affirmer dès maintenant que *les épandages de débris d'anciennes cuirasses, même s'ils n'ont cheminé que sur une très petite distance, ont engendré de nouvelles indurations, qui se poursuivent souvent encore de nos jours en profondeur au niveau de la nappe phréatique.* Nous rejoignons ainsi une des principales conclusions des études de M. LAMOTTE et G. ROUGERIE, dont les recherches ont porté, comme nous l'indiquions, sur la Haute-Guinée et la Côte d'Ivoire. Pour expliquer l'extraordinaire développement des indurations sur les glacis, nous pensons comme eux « que les cuirasses liées à des déplacements superficiels de matière tiennent une place considérable, tout comme les cuirasses de nappe et d'accumulation absolue représentent la majorité des cuirasses profondes. La combinaison des deux... permet les hautes concentrations de fer indispensables à l'élaboration d'une cuirasse »[4].

Ces cuirasses présentent des aspects très variables selon la taille et la composition du matériel détritique ou la nature de la roche qui a donné naissance aux altérites. Leur texture et leur densité dépendent aussi du degré qu'a atteint le durcissement.

1. P. PÉLISSIER propose d'appeler les premières : carapaces, les secondes : cuirasses. Nous préférons garder ces termes pour distinguer des différences de texture et de dureté.
2. Encore les cuirasses sont-elles parfois masquées par un recouvrement de gravillons mêlés à de la « terre ».
3. P. MICHEL, 1960 d, 1962 a.
4. M. LAMOTTE, G. ROUGERIE, 1962, p. 158.

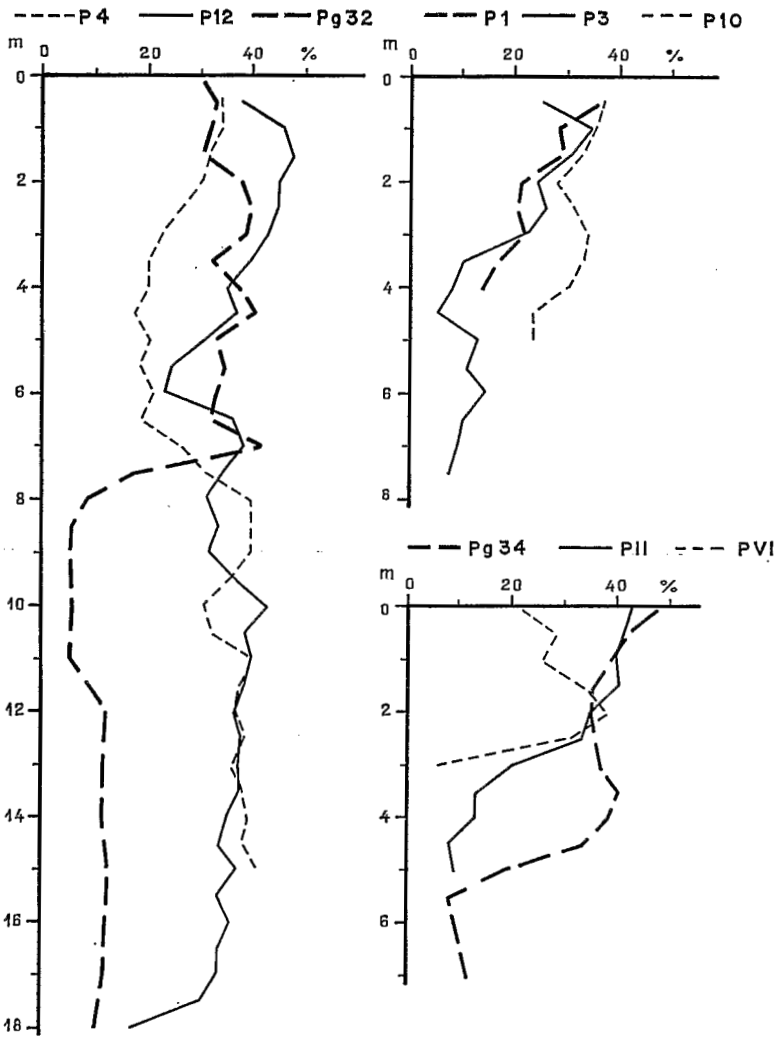


FIG. 54. — Variations des teneurs en fer (Fe_2O_3) des profils de cuirassement sur glacis.

B. LES FACIÈS DES NIVEAUX INDURÉS

Le fer, qui s'immobilise par oxydation dans un matériel préexistant, se répartit de façon diverse. D'après R. MAIGNIEN (1954 d) « les différents aspects morphologiques des assemblages indurés » peuvent être ramenés à trois formes générales :

— Les hydroxydes constituent un *squelette* plus ou moins dur, donnant la rigidité à l'ensemble. Les cavités sont généralement remplies de produits argileux très peu colorés.
— Les hydroxydes forment des *concrétions* d'aspect divers, noyées au milieu de produits meubles parfois fortement colorés. Notons qu'il faut distinguer les concrétions, d'origine chimique, des gravillons ferrugineux, de nature détritique, bien émoussés et souvent couverts d'un film d'oxydes de fer ou de manganèse. Cependant cette distinction n'est pas toujours aisée.
— Les hydroxydes cimentent des éléments préexistant ou en formation. Ce *ciment* se forme surtout lorsque la zone de réception est un milieu très oxydant.

1. LES FACTEURS PÉTROGRAPHIQUES

Les débris grossiers, fragments d'anciennes cuirasses ou de roches peu altérées, sont cimentés en une *cuirasse conglomératique ou bréchique*, selon que les blocs présentent une forme émoussée ou non. Les débris plus petits, notamment les gravillons ferrugineux, sont consolidés en une *cuirasse gravillonnaire*[1]. Ces faciès sont bien représentés parmi les cuirasses ferrugineuses sur versant et glacis.

Dans le matériel sableux de désagrégation des grès et les arènes granitiques se forment des cuirasses truffées de grains de quartz. Dans les argiles compactes, où l'imprégnation devient plus difficile, la consolidation revêt généralement une allure en feuillet[2].

La nature de la roche mère influe souvent aussi sur la forme de l'induration. Dans son étude sur « l'interprétation de la nature lithologique du sous-sol en A.O.F. par l'examen sur le terrain des formations latéritiques », H. HUBERT (1939) a déjà esquissé les variations de texture, de composition et de couleur des « latérites », en fonction de la roche sous-jacente qui les a engendrées. Ainsi les *granites* du Sénégal oriental, pauvres en fer (fig. 49), sont généralement couverts d'une cuirasse à nombreux vides de grandes dimensions[3], de couleur brun clair et piquetée de gros grains anguleux de quartz[4]. Sur les *roches basiques* (dolérites, « roches vertes »), riches en fer (fig. 49), les sesquioxydes s'accumulent surtout en concrétions, qui deviennent progressivement jointives ; la cuirasse, de teinte brun-noir ou parfois violacée, très dense, prend une texture compacte et ne montre que quelques vides toujours de petite taille. La présence de débris émoussés d'une telle cuirasse dans une arène granitique permet de conclure à un mélange de matériels d'origines très différentes et à une allochtonie au moins partielle.

L'*induration sur les grès*, de nature essentiellement ferrugineuse, prend aussi des aspects variables d'après les compositions chimique et minéralogique et le degré de cimentation de la roche. Nous avons déjà signalé[5] que, dans les grès tendres et perméables du Continental terminal de la basse Gambie et de Casamance, l'accumulation d'oxydes de fer s'est produite à l'intérieur même des couches à différents niveaux, lors de périodes de stabilité suffisamment longues de la nappe phréatique. Ces cuirasses de nappe présentent deux faciès différents : les grès argileux ont été transformés en une *cuirasse ferrugineuse vacuolaire* ou alvéolaire, pauvre en grains de quartz ; les niveaux de sable ou de grès siliceux friable, qui s'y intercalent, se sont indurés en un *grès à ciment ferrugineux* très compact. Des passages latéraux ou verticaux de la cuirasse au grès ferrugineux s'observent en plusieurs endroits, comme à Kamoya en Moyenne-Casamance[6] :

0,00-0,40 m	dalles de cuirasse ferrugineuse alvéolaire
0,40-1,40	grès ferrugineux découpés en blocs
1,40-1,80	sable argileux rouge à jaune ; de petits nodules de grès ferrugineux sont disséminés dans le sable.

Les grès siliceux compacts, les grès quartzites et quartzites sont peu affectés par le cuirassement. Sur ces roches très pauvres en fer et alumine (fig. 50), l'accumulation est presque toujours de type absolu. Elle se produit dans le recouvrement sableux de surface et l'induration reste médiocre. Les solutions ferrugineuses circulent aussi dans les fissures et les diaclases. Elles se déposent sur les parois des blocs et remplissent progressivement les fissures, si les apports se poursuivent pendant une longue période. Ces dépôts ferrugineux forment alors

1. Certains auteurs emploient le mot gravillonneux, notamment J. P. LAJOINIE, S. PRIBILE, 1963.
2. Cf. J. TRICART, 1965 c, p. 98.
3. La texture rappelle l'aspect d'une éponge ; c'est pourquoi certains auteurs, comme H. HUBERT, la qualifient de « spongieuse ».
4. P. MICHEL, 1960 d.
5. Paragr. A 1 a.
6. P. MICHEL, 1960 c.

un « treillage ». S'il s'est mis en place dans des grès mal cimentés, soumis à la désagrégation granulaire, ce *squelette de fer* reste en relief aux affleurements et donne à l'ensemble de la formation une « structure en nid d'abeilles »[1] bien caractéristique. Nous avons observé cette altération superficielle notamment dans les grès infracambriens des contreforts du Fouta Djalon.

2. L'INFLUENCE DU MILIEU

Le faciès de l'induration peut encore refléter le milieu local où elle s'est produite. Ainsi les cuirasses latéritiques des hauts bowé sont quelquefois constituées en surface ou à très faible profondeur de *pisolites* ou d'*oolites* (fig. 51, C I). D'après R. MAIGNIEN (1958), ces concrétions bien régulières se seraient *formées dans les mares temporaires*, qui occupent pendant plusieurs mois les parties basses, colmatées par l'argile. Ces eaux stagnantes apparaissent notamment sur les plateaux latéritiques légèrement ondulés, au drainage indécis. Les pisolites et oolites sont constituées d'alumine, alors que le ciment est ferrugineux ou vice versa. La formation prend ainsi localement des teintes bariolées.

Les cuirasses des parties basses du modelé présentent toujours des teintes sombres, sauf si elles recèlent de nombreux grains de sable ou des fragments de quartz filonien. *Des changements de couleur s'observent, par contre, fréquemment dans les cuirasses latéritiques anciennes des plateaux.* Ils correspondent le plus souvent à des variations dans les proportions relatives des oxydes et hydroxydes de fer et d'alumine, qui en sont les constituants essentiels (fig. 53). Les analyses montrent que dans un même profil les pourcentages respectifs de chaque élément peuvent varier du simple au double. L'accumulation de l'alumine sous forme de boehmite donne à la cuirasse des teintes claires, blanc crème ; la présence de gibbsite la colore en rose violacé[2]. Les conditions physiques de l'accumulation peuvent aussi se marquer par la couleur. Ainsi les cuirasses ferrugineuses formées en milieu mal drainé sont plus foncées que celles formées en milieu oxydant[3].

Outre les facteurs physico-chimiques, *des actions biologiques ont pu intervenir dans la formation des cuirasses.* Les bactéries à graine ferrugineuse semblent jouer un rôle important dans la mobilisation du fer[4]. D'autre part, certains auteurs attribuent un grand rôle à *l'activité des termites.* H. ERHART (1951) notamment pense qu'en Afrique tropicale « l'extension des cuirasses termitiques est infiniment plus grande que celle des autres catégories de cuirasses, à l'exception des cuirasses latéritiques alluvionnaires ». Nous ne partageons pas cette opinion. Des termitières ont pu être prises localement dans les cuirasses, mais les accumulations de sesquioxydes, qui s'effectuent le plus souvent dans la zone d'oscillation de la nappe phréatique, ne sont certainement pas liées à l'activité des termites ; ceux-ci auraient d'ailleurs de la peine à vivre dans ce milieu gorgé d'eau plusieurs mois chaque année. Au cours de nos différentes prospections nous n'avons jamais observé des textures indéniables d'hypogées termitiques, comme ceux découverts par F. TESSIER (1959) dans la cuirasse du cap Manuel à Dakar, formée d'ailleurs dans des conditions très spéciales. Il semble que les cuirasses alvéolaires à grands vides, qui par leur texture ressemblent souvent à une termitière consolidée par le fer, aient été classées par certains auteurs comme cuirasses termitiques. Or ces cuirasses alvéolaires sont constituées d'un squelette ferrugineux plus résistant que le matériel meuble des alvéoles, souvent entraîné par lessivage.

Notons que les termitières actuelles ne sont que partiellement souterraines et s'élèvent aussi à la surface du sol, soit en « cathédrale » de plusieurs mètres de haut sur les formations meubles ou peu indurées, soit en « champignons » d'une hauteur de 30 à 50 cm sur les anciennes

1. E. DE CHÉTELAT, 1938, p. 91.
2. J. SABOT, 1952 ; P. MICHEL, 1960 a ; P. MICHEL, C. PÉREZ, 1960.
3. D'après R. MAIGNIEN, 1958.
4. Cf. P. SÉGALEN, 1964 ; J. TRICART, A. CAILLEUX, 1965.

cuirasses à mince recouvrement d'argile grise mélangée à des gravillons. *Les termites remontent des éléments meubles contenus dans les cuirasses et alimentent de cette manière le revêtement argileux de surface*[1]. Les recherches en cours de J. ROY-NOËL, dans la presqu'île du Cap-Vert et au Sénégal oriental, permettront de mieux connaître les nombreuses espèces de termites et leur action sur le milieu naturel[2].

3. LES VARIATIONS DE FACIÈS DANS LE PROFIL

Les textures des formations indurées par les sesquioxydes se modifient non seulement dans l'espace, mais souvent aussi dans *le sens vertical*, le long d'un profil. Il en est de même du degré d'induration. La dureté du dépôt dépend, selon R. MAIGNIEN (1958), de :

— la nature des constituants : lorsque les teneurs en sesquioxydes sont élevées, l'induration est souvent forte ;
— leur assemblage ;
— leur degré de vieillissement.

Dans les accumulations anciennes, venues en affleurement aussi bien sur les plateaux latéritiques que sur les glacis, c'est naturellement la partie supérieure, la plus riche en fer ou en alumine libre et la plus vieille, qui présente la plus forte dureté. Il convient cependant de distinguer les formations des plateaux de celles des glacis. Sur les premiers, l'induration peut s'accroître à nouveau en profondeur après avoir diminué ; sur les seconds, elle décroît régulièrement vers la base et reste toujours faible en profondeur. Les deux formations présentent souvent aussi des textures différentes.

Nos recherches successives nous ont conduit à étudier de près ces deux formations sur différents bowé. Après avoir prospecté les plateaux latéritiques du Plateau Mandingue et de certaines régions du Fouta Djalon[3], nous avons effectué des reconnaissances sur les glacis cuirassés du Sénégal oriental[4]. Par la suite, nous avons étudié avec J. P. LAJOINIE les déblais de plusieurs lignes de puits de recherche sur des glacis[5]. Comme les formations ferrugineuses de ces glacis, épaisses de plusieurs mètres, présentent des faciès variables dans un même profil, mais généralement identiques d'un puits à l'autre, nous avons établi ensemble une **classification** qui nous a permis de lever des coupes détaillées. *Nous avons choisi comme critères de différenciation la dureté et la texture, qui peuvent être déterminées facilement sur le terrain*[6]. Cette classification, qui *s'applique surtout aux* ***indurations ferrugineuses des glacis,*** a pour base la terminologie utilisée couramment par les pédologues français. Nous distinguons par ordre de dureté décroissante :

— ***La cuirasse :*** *formation très dure ou dure, dont les morceaux ne se cassent qu'au marteau. Sa texture est compacte. L'induration très poussée ne laisse subsister que des vides de très petite taille,* le plus souvent de forme allongée, en piste de ver (vermiculations) ; ils peuvent être remplis de matériel très fin, limoneux ou argileux, de couleur claire. La formation ne présente jamais un aspect lité. Le matériel d'origine est souvent hétérogène et riche en éléments grossiers (gravillons, nodules de cuirasse, fragments de quartz).

— ***La carapace :*** *formation ferrugineuse moins dure que la précédente, dont les morceaux peuvent se briser à la main. L'induration, moins poussée, laisse subsister des vides de grande*

1. Ils jouent un rôle ameublisseur et peuvent intervenir dans le démantèlement des cuirasses, plutôt que dans leur formation, comme l'ont montré les études de J. TRICART, 1957 a et P. GRASSÉ, Ch. NOIROT, 1959.
2. Ainsi les termites récoltés dans le Parc du Niokolo-Koba se répartissent en 14 genres et 30 espèces ; certaines espèces apparaissent spécifiques des bowé, d'autres ne vivent que dans les galeries forestières ; cf. J. ROY-NOËL, 1969.
3. P. MICHEL, 1958, 1960 a ; P. MICHEL, C. PÉREZ, 1960.
4. P. MICHEL, 1960 d.
5. P. MICHEL, 1962 a.
6. Alors que le classement de la formation en « allochtone » et « autochtone » demande souvent, comme nous l'avons souligné au paragraphe précédent, des études longues et minutieuses.

taille, des alvéoles. Elle présente très souvent une texture feuilletée ou lamellaire, due à l'alignement et à l'allongement des alvéoles. Ce litage semble provenir d'un léger écoulement de la nappe phréatique[1]. Les vides de grande taille permettent en tout cas une circulation plus intense de l'eau. Sa densité est plus faible que celle de la cuirasse. L'ensemble présente généralement des teintes plus claires que les consolidations de type cuirasse.

— *Sous la carapace, les formations ne sont plus que très faiblement indurées.* Les oxydes de fer et de manganèse pénètrent le long des fissures et des canaux dans un matériel meuble, dont les éléments sont bien reconnaissables. Il se désagrège facilement en ses divers éléments constitutifs. *Les dépôts de fer forment parfois des joints qui se brisent en plaquettes. Ailleurs, le fer s'accumule souvent en concrétions*[2]. Par commodité de langage nous avions désigné cette légère induration du terme « croûte »[3], puisque le mot encroûtement évoque une consolidation faible par précipitation d'un élément soluble. Mais nous évitons de généraliser ce terme, puisqu'il désigne dans le vocabulaire géographique avant tout les indurations calcaire, gypseuse ou saline des régions sèches. Faute d'avoir trouvé un autre nom adéquat, *nous utilisons la périphrase* ***« légère induration »*** *pour indiquer ce faible durcissement de profondeur*[4].

Le passage d'un faciès à l'autre est généralement progressif et les limites peuvent parfois paraître un peu arbitraires. Mais lorsque leurs caractères sont bien développés, la cuirasse se distingue aisément de la carapace et du matériel peu durci par le fer, aussi bien en coupe que dans les déblais de puits. Cette différenciation de faciès sur un même profil nous a permis de faire une étude plus précise des indurations (fig. 52). Ainsi nous avons pu interpréter les diverses accumulations de sesquioxydes, parfois superposées, dans leur contexte géomorphologique et les placer dans l'évolution générale du relief[5].

Les indurations anciennes venues en affleurement se présentent toujours sous forme de véritables cuirasses. Mais cette cuirasse, soumise à la désagrégation, a pu être démantelée partiellement ou entièrement, comme le montrent les coupes des puits P 4, P 12, Pg 32 (fig. 52). Les profils de l'induration ont été tronqués : le niveau de cuirasse se réduit à quelques décimètres ou bien la carapace apparaît en surface.

Quel lien existe entre ces divers faciès et la richesse en sesquioxydes, notamment en fer ? *Lorsque les profils sont complets, les teneurs en fer varient le plus souvent selon le degré d'induration.* Les pourcentages les plus élevés se situent près de la surface et diminuent en profondeur (fig. 54, P 1, P 3, P II). Le profil de P 1, très pauvre en éléments ferrugineux détritiques, peut être pris comme type : la teneur en Fe_2O_3 de la cuirasse varie de 38 % à 46 %, celle de la carapace de 30 à 38 % ; en dessous, dans le niveau faiblement induré, elle tombe à 24 %. Pour P 3, le léger durcissement en profondeur, entre 5 m et 6,50 m, dans la zone de battement de la nappe, correspond à une augmentation sensible du pourcentage en fer, passant de 5 à 14,5 %. Mais dans certains cas les teneurs en Fe_2O_3 restent élevées en profondeur, alors que le matériel ne présente qu'une induration faible (fig. 52, P 10, Pg 34). Cette constatation prouve que le durcissement est lié avant tout à la déshydratation et à la recristallisation des dépôts d'oxydes de fer, mis en affleurement.

L'accumulation des sesquioxydes en profondeur, se poursuivant depuis des millénaires, peut déterminer des teneurs élevées en fer (35 à 38 % pour le profil de P 12), mais le matériel reste encore très friable. Ainsi *l'induration dans les zones de cuirassement actuel ne dépasse pas le stade de la carapace. Il faut que ce matériel soit mis brutalement au contact avec l'air libre pour qu'il prenne la dureté d'une cuirasse.* Par exemple, les mégalithes élevés dans certains villages de la région de Tambacounda[6], qui ont été extraits de niveaux imprégnés par le fer,

1. J. P. Lajoinie, S. Pribile, 1963.
2. Par exemple à Saraya, les arènes granitiques sous la carapace en contiennent dans la partie supérieure.
3. P. Michel, 1962 a, J. P. Lajoinie, S. Pribile, 1963.
4. D'après un renseignement oral de P. Ségalen, les pédologues belges l'appellent plinthite ; nous ne voudrions cependant pas employer un mot étranger que les pédologues français n'utilisent pas couramment.
5. Cf. 4e partie, chap. I A.
6. Cf. R. Mauny, 1957.

présentent souvent la texture d'une carapace à grands alvéoles[1] ; ils ont considérablement durci à l'air et sont devenus aussi résistants que n'importe quelle cuirasse.

Cette superposition de faciès bien caractéristiques, définis dans les formations indurées des glacis de la Falémé et de la moyenne Gambie, existe aussi à l'intérieur des régions montagneuses, comme le Fouta Djalon, dans les cuirasses ferrugineuses récentes formées au pied de plateaux latéritiques. R. MAIGNIEN (1954 a) a étudié ce cuirassement dans les hautes plaines de la région de Labé, à pentes de 2 à 3 %, dominées par des collines latéritiques en voie de démantèlement. Le profil de la formation, en bordure d'un ravin, est décrit ainsi :

— Cuirasse très durcie, subhorizontale dans sa partie supérieure. Elle se prolonge plus ou moins profondément suivant le point considéré.
— Au-dessous se développe une carapace moins dure, se coupant facilement au couteau. Cet horizon est constitué par un squelette, légèrement durci, formé de dépôts très enrichis en hydroxydes ; son aspect est soit vacuolaire, soit feuilleté.

P. BONFILS (1951) a aussi observé dans la région de Dalaba, lors du levé pédologique aux alentours des sources du Bafing, la superposition des deux niveaux dans des indurations ferrugineuses de basse pente. Ces niveaux se distinguent très souvent à la fois par leur texture et l'origine du matériel : la partie supérieure, bien indurée, est de nature colluviale et présente fréquemment une texture bréchique ; la partie inférieure, plus friable et de couleur plus claire, à texture litée avec des vacuoles allongées[2], contient de nombreux grains de quartz car elle s'est formée dans l'arène granitique *in situ*.

La zonation des faciès est, par contre, beaucoup moins nette dans les cuirasses latéritiques des ***hauts bowé.*** *Comme celles-ci sont très anciennes, elles ont connu une évolution beaucoup plus longue, d'où l'aspect complexe de leur profil.* Les accumulations relatives ou absolues des sesquioxydes se sont poursuivies en profondeur et ont pu atteindre une concentration très élevée, lorsque les oscillations annuelles de la nappe se sont arrêtées à un certain niveau pendant une très longue période. C'est pourquoi des zones bien indurées de cuirasse alternent avec des zones moins dures de carapace. L'induration la plus forte s'observe toujours dans la partie supérieure où les sesquioxydes sont déshydratés et bien cristallisés[3]. Cette cuirasse dure et compacte se prolonge généralement jusqu'à 3 m de profondeur sur les hauts bowé du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue méridional (fig. 51). Mais les oxydes de fer, beaucoup plus mobiles que les hydroxydes d'alumine, se sont accumulés dans certains profils à une dizaine de mètres de profondeur, juste au-dessus des formations argileuses. La concentration y est alors si forte que ces niveaux présentent la dureté d'une cuirasse (fig. 51, P 583, P 591) ; leur teneur en Fe_2O_3 atteint ou dépasse 50 % (fig. 53). Dès que le matériel devient plus argileux, l'induration diminue (fig. 51). Nous avons déjà signalé[4] que le passage de la latérite à la formation argileuse se produit généralement sur un intervalle de quelques mètres ; cette zone intermédiaire à peine durcie contient souvent des concrétions ferrugineuses ou bien elle est soumise à une imprégnation diffuse du fer, qui donne des teintes bariolées à l'argile.

Les indurations présentent aussi des textures peu différenciées sur l'ensemble du profil. La taille des vides varie peu ; ils ont généralement des formes régulières. L'ensemble prend un aspect scoriacé. Les éléments constitutifs ont été entièrement décomposés par la latéritisation. La cuirasse et la carapace sont toutes deux formées uniquement de sesquioxydes de fer et d'alumine (fig. 53) et de quelques minéraux résiduels (quartz, titane). Cette altération très poussée, qui s'ajoute à une évolution très longue, a engendré sans doute l'uniformisation des textures. En outre, la circulation latérale des eaux de la nappe doit être moins intense que dans les zones de cuirassement des glacis[5]. Ainsi s'expliquerait l'absence d'alvéoles de forme

1. D'ailleurs si le matériel n'avait pas été relativement tendre à l'origine, ils n'auraient pas pu être taillés en cylindre, surtout avec les outils dont disposaient les habitants de la région à l'époque.
2. L'auteur désigne déjà ce niveau, caractérisé par sa dureté et sa texture, du terme carapace.
3. P. MICHEL, 1958, 1960 a.
4. Chap. I, B 2.
5. Nous ne disposons malheureusement pas de mesures.

allongée et, d'une façon générale, l'inexistence de texture feuilletée. *L'aspect dépend avant tout de l'abondance relative de fer et d'alumine. Les indurations riches en fer sont compactes et ne présentent que quelques cavités sinueuses. Les cuirasses bauxitiques, constituées principalement de gibbsite, sont beaucoup plus poreuses.* La présence de pisolites et d'oolites introduit aussi quelques variations de texture.

Toutes ces cuirasses, quels que soient leur faciès et leur composition chimique, opposent une grande résistance à l'érosion grâce à leur dureté et leur richesse en éléments simples, désormais inaltérables. Aussi jouent-elles un grand rôle dans le relief.

C. CONSÉQUENCES GÉOMORPHOLOGIQUES

Les premiers géographes ou géologues, qui ont parcouru l'Afrique occidentale au début du siècle, ont déjà remarqué l'importance des cuirasses dans la topographie. J. CHAUTARD (1905, p. 148-149) notamment a montré dans son étude du Fouta Djalon l'aptitude du « conglomérat ferrugineux » à fossiliser le modelé ancien tel qu'il existait au moment de sa formation[1]. Depuis ces premières observations, E. DE CHÉTELAT (1938) a précisé le rôle des cuirasses latéritiques dans le relief de l'Ouest de la Guinée et a analysé les différents modes de destruction des niveaux indurés par le fer et l'alumine.

1. L'IMPORTANCE DES CUIRASSES DANS LA MORPHOGENÈSE

Une rapide reconnaissance du terrain, complétée par l'étude des photos aériennes, suffit pour se rendre compte que *les cuirasses latéritiques ou ferrugineuses sont souvent à l'origine des formes tabulaires, si fréquentes dans le modelé des pays à climat soudanien ou guinéen.* Comme les sesquioxydes se sont accumulés de préférence sur les surfaces planes à pente très douce et se sont toujours mis en place à faible profondeur, les niveaux indurés reflètent dans leurs grandes lignes la morphologie peu accusée qui les a vus naître. Ils *constituent ainsi les revêtements protecteurs de vieilles surfaces d'aplanissement ou de glacis anciens et conservent ces formes inactuelles sur les interfluves; ce sont donc* ***des jalons précieux pour reconstituer la morphogenèse.*** En conséquence, les niveaux successifs d'induration par les sesquioxydes doivent être considérés comme autant de formations géologiques, constituées de roches résiduelles ou sédimentaires, *sensu lato*, d'après la classification de J. JUNG (1958). Leur étude minutieuse sur le terrain, complétée par des analyses de laboratoire, a été un excellent moyen pour connaître l'évolution paléogéographique depuis le Secondaire du vaste domaine continental qui s'étendait à l'Est du golfe marin crétacé-éocène et englobe depuis le Lutétien la presque totalité des bassins du Sénégal et de la Gambie[2].

La présence de ces niveaux consolidés par les sesquioxydes se reflète aussi dans la *forme des versants.* Les plateaux et glacis cuirassés se terminent par des ***corniches*** toutes les fois que l'entaille du réseau hydrographique a été profonde et vigoureuse. Sur les hauts bowé latéritiques couverts d'une épaisse cuirasse, ces corniches subverticales atteignent souvent ou même dépassent une hauteur d'une dizaine de mètres (fig. 51). Au bord des glacis leur hauteur est généralement de quelques mètres. Leur raideur dépend beaucoup de la concentration des oxydes de fer et du degré d'induration. S'ils sont faibles, l'entaille donne des formes beaucoup plus molles, où de simples ressauts indiquent des niveaux légèrement consolidés[3].

Lorsque le niveau de sesquioxydes est bien durci et légèrement incliné, il engendre souvent

1. J. LOMBARD, 1939, p. 63, a fait des constatations semblables dans les pays de l'ex-A.E.F.
2. Elle sera exposée dans les 3e et 4e parties.
3. Cf. R. MAIGNIEN, 1958.

des reliefs monoclinaux. Ainsi la cuirasse ferrugineuse, qui coiffe les grès friables du Lutétien ou du Continental terminal, forme une cuesta au-dessus des schistes paléozoïques. Elle se développe sur plus de 300 km à la bordure du golfe sédimentaire du Tertiaire (pl. I), précédée par endroits de buttes témoins ; sa dénivellation atteint une cinquantaine de mètres aux environs de Bakel et dans la région de Mbout. De même les glacis cuirassés anciens, qui ont subi une certaine dissection, se présentent généralement comme des reliefs dissymétriques : d'un côté, un versant raide avec parfois une corniche au sommet ; de l'autre, une pente douce correspondant à la surface du niveau induré (fig. 55 a). *La cuirasse ou la carapace constitue la « couche dure » au-dessus du matériel meuble ou très peu induré, « tendre », issu de l'altération de la roche en place ou apporté par ruissellement.* Ces reliefs monoclinaux évoluent comme des cuestas. Cependant, puisque la couche tendre n'est généralement pas une formation géologique, mais un niveau d'altération ou de colluvionnement, d'épaisseur variable, nous hésitons à appeler un tel relief une cuesta et préférons employer plutôt le terme ***pseudo-cuesta.***

2. LES MODES DE DÉSAGRÉGATION DES CUIRASSES

Les formations indurées par les sesquioxydes, très résistantes, subissent néanmoins une fragmentation, qui les démantèle progressivement et peut les faire disparaître si elle se poursuit pendant une période suffisamment longue. La désagrégation mécanique s'exerce de deux façons différentes : de petits morceaux se détachent à la surface du plateau ou du glacis et sont emportés par ruissellement ; de gros blocs s'éboulent le long des corniches.

a. L'ablation en surface

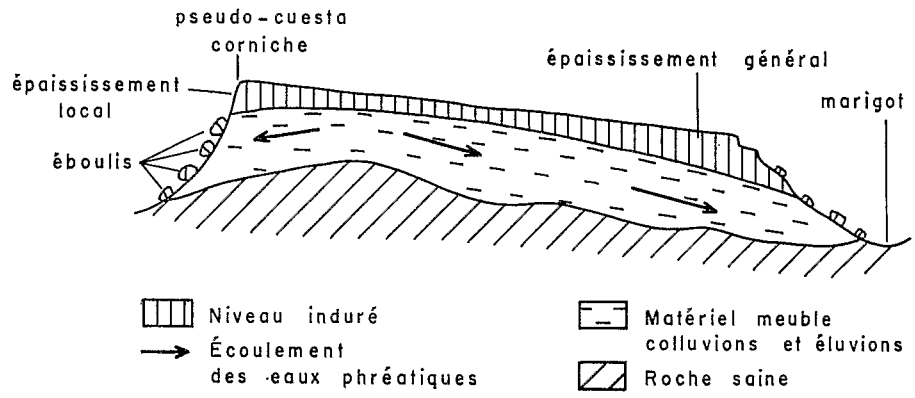
Celle-ci a pour origine la fissuration plus ou moins profonde de la cuirasse, qui semble résulter de la déshydratation des sesquioxydes à l'affleurement. Les soutirages par les eaux infiltrées en profondeur interviennent en outre. Cette fissuration prend, par endroits, l'aspect d'une véritable polygonation. *Des dalles se détachent suivant le réseau des fentes et se réduisent peu à peu en débris plus petits* (fig. 55 b). Aussi la surface de ces plateaux et glacis n'est-elle pas entièrement plane mais présente souvent des petites marches d'escalier, hautes de plusieurs dizaines de centimètres, des gradins ou des aspérités de forme et d'aspect divers. Les dalles et débris de toute taille s'accumulent parfois en chaos. L'hétérogénéité du matériel induré près de la surface peut aussi faciliter sa désagrégation.

Sur les vastes bowé latéritiques du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue, où le ruissellement est très limité dans l'espace, *les débris de grosseur variable jonchent le niveau induré et transforment sa surface en d'**immenses champs rocailleux**, sur lesquels la marche à pied est souvent pénible.* Ils s'amenuisent sur place. Les petits éléments s'accumulent dans les creux qu'ils colmatent. Par contre, les fragments éparpillés sur les petits plateaux tabulaires et sur les glacis à pente plus marquée et régulière sont entraînés progressivement au loin ; aussi le démantèlement est-il beaucoup plus avancé. Par exemple sur les grandes buttes à chapeau latéritique de la boucle de la Gambie, comme celle de Lakanta, le niveau de cuirasse a presque entièrement disparu. La carapace affleure. La fragmentation a aussi décapé une partie des formations indurées des glacis les plus anciens, puisque la carapace y apparaît fréquemment (fig. 52, Pg 32).

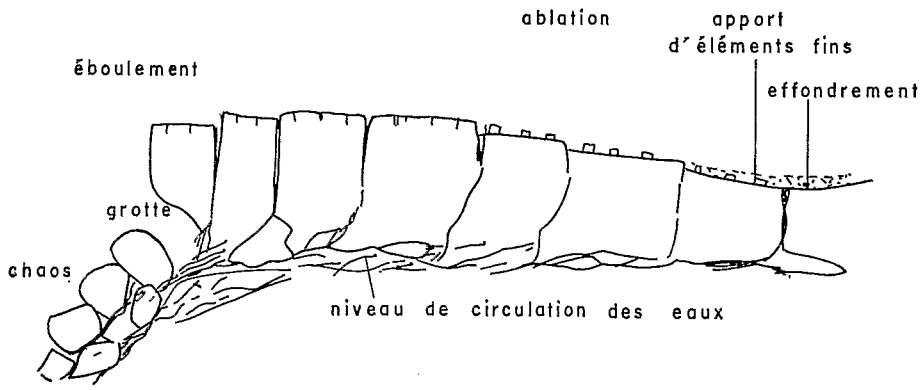
La mise en affleurement de niveaux moins compacts permet alors la colonisation progressive du bowal par des arbustes et des arbres. C'est pourquoi une savane arborée prospère sur les plateaux et glacis, où la cuirasse est fortement érodée[1]. L'action des racines accélère encore la désagrégation. Ainsi les formations indurées par les sesquioxydes peuvent-elles disparaître

1. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 a et fig. 38 b.

a – Coupe d'un glacis perché



b – Désagrégation de la cuirasse



c – Allure générale du modelé

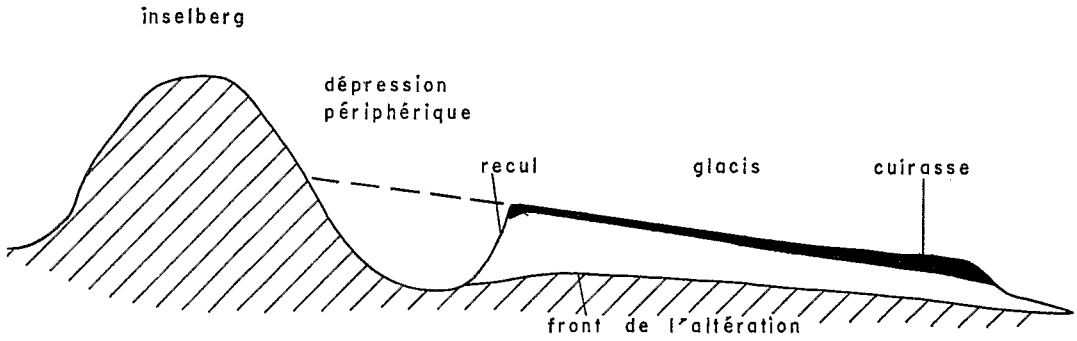


FIG. 55. — Type de relief cuirassé monoclinal et évolution des niveaux indurés.

à la longue. Par contre, sur les hauts bowé du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue, la fragmentation en surface a été beaucoup plus lente que l'induration en profondeur. Ce fait explique que leurs cuirasses soient particulièrement épaisses et compactes (fig. 51). Elles bannissent toute végétation arborée, qui reste cantonnée dans les ravins. Aussi les hauts plateaux latéritiques présentent-ils des surfaces pierreuses, d'une grande monotonie, complètement dénudées en saison sèche.

Des observations récentes de différents auteurs ont montré que les termitières interviennent souvent d'une façon ou d'une autre dans le démantèlement des niveaux indurés par le fer. Puisque les termites extraient des résidus meubles de la carapace pour les remonter au niveau du sol, ils peuvent provoquer des tassements et des affaissements[1]. Les termitières sont riches en matière organique et possèdent un microclimat humide[2]. Elles favorisent ainsi la formation d'humates de fer ; devenus mobilisables, les oxydes de fer sont sensibles au lessivage par les eaux de percolation[3]. Lorsque la termitière cesse d'être habitée, l'édifice s'effondre peu à peu et le matériel sablo-limoneux est étalé par ruissellement en un cône aplati, à la surface de la cuirasse[4]. Des buissons et des arbustes s'y installent. Leurs racines contribuent alors à la désagrégation du revêtement ferrugineux.

b. Le recul des corniches

La fragmentation de la cuirasse par gros blocs le long des corniches revêt un aspect beaucoup plus spectaculaire. Ce mécanisme, très efficace, fait reculer les différentes formations cuirassées venues en affleurement et entaillées par le réseau hydrographique. *Il constitue le principal mode de démantèlement des anciennes cuirasses. Cette fragmentation « en grand » est avant tout le résultat de l'****érosion des eaux souterraines.***

Nous savons déjà[5] qu'*une partie des eaux de pluies s'infiltre à travers la cuirasse* par les fissures et les petits vides et forme des nappes souvent pérennes en profondeur. Ces eaux se concentrent au-dessus de la roche saine généralement imperméable. Elles circulent surtout à la base des formations très peu indurées. Par exemple dans les tranchées de Saraya (fig. 46), un niveau très caverneux apparaît à la base de la carapace en contact avec l'arène granitique[6]. R. Maignien (1954 a) a aussi observé dans les formations indurées par le fer du plateau de Labé une circulation des eaux très intense en profondeur ; elle entame l'horizon de carapace moins durci mais laisse en place la cuirasse susjacente. De même, les formations latéritiques profondes, comme celles du Fantofa, montrent souvent des traces d'un écoulement intense des eaux infiltrées pendant la saison des pluies[7].

Les eaux emportent les éléments fins. Peu à peu se creusent dans le matériel meuble, sous les niveaux fortement durcis par les sesquioxydes, des cavités, des galeries, des grottes. *De véritables cours d'eau souterrains peuvent se former, analogues à ceux de la circulation karstique dans les roches carbonatées.* J. Pouquet (1956 b) en a observé dans les alentours de Labé. H. Scaetta (1938) a donné la description suivante d'un ruisseau souterrain près de Dalaba : « Son lit est creusé entièrement dans un quartzite qu'il a percé[8], tandis que la voûte est représentée par une cuirasse... de plusieurs mètres d'épaisseur. Des argiles kaolinitiques se remarquent sur le fond. »

De larges grottes et cavernes, déblayées par affouillement des eaux souterraines, s'ouvrent par endroits dans la partie inférieure des corniches (fig. 55 b). Elles sont particulièrement

1. J. Tricart, 1957 a.
2. P. Grassé, Ch. Noirot, 1959.
3. Ph. Boyer, 1959.
4. J. Tricart, 1957 a.
5. Cf. chap. I, B 3 a et 1re partie, chap. II, B 2 d.
6. P. Michel, 1960 d.
7. J. Badet, 1958.
8. Il s'agit sans doute d'un grès très faiblement quartzitique, assez sensible à l'érosion mécanique.

fréquentes dans les petits plateaux latéritiques du pays Bassari. E. DE CHÉTELAT (1938, p. 76-78) en a décrit plusieurs. Nous en avons remarqué d'autres, toujours taillées dans les formations latéritiques tendres, aussi bien au Fouta Djalon septentrional qu'au Plateau Mandingue, notamment sur le pourtour du bowal Kimbéli[1]. Ces cavernes, comme celle de Bélessé, sont parfois remplies de dépôts argileux. Les eaux suintent en de nombreux endroits à la base de la cuirasse. Localement se produisent de véritables résurgences.

Cette érosion souterraine provoque des tassements et augmente ainsi la fissuration naturelle de la cuirasse. La voûte s'effondre ou s'affaisse par place (fig. 55 b). *La suffosion* donne naissance à de grandes dépressions circulaires ou elliptiques, colmatées par des apports de limons sur lesquels poussent des bosquets d'arbres[2]. Les tassements se multiplient à la bordure des bowé, vers laquelle s'écoulent les eaux souterraines. Ainsi les fentes de la cuirasse s'approfondissent et s'élargissent à proximité du rebord. J. P. LAJOINIE et S. PRIBILE (1963) ont remarqué à Tinkoto, dans un puits creusé près de la corniche, que les fissures affectent tout le matériel induré ; elles ne sont plus visibles dans l'arène sous-jacente.

Le réseau de fissures apparaît bien sur la corniche: les grandes fentes, parallèles à la paroi, sont recoupées par d'autres, plus étroites et de direction oblique ou perpendiculaire. ***De gros blocs,*** *de forme cubique ou parallélépipédique,* ***se détachent*** *lentement selon ce réseau, puis basculent* (fig. 55 b) ; ils atteignent souvent des volumes de plusieurs mètres cubes. Le long de certaines corniches s'observent des glissements de pans entiers, sur des longueurs d'une dizaine de mètres[3]. Parfois subsistent devant l'escarpement de petits témoins en forme de champignon : un bloc de cuirasse y repose sur les niveaux moins durs et plus érodés. Ils pourraient servir de repère pour mesurer le recul de la corniche, si toutefois celui-ci est observable à l'échelle humaine !

La végétation arborée joue aussi un rôle non négligeable dans l'éboulement de la cuirasse par gros blocs. Des arbres s'installent généralement sur le pourtour des bowé, le long des suintements d'eau[4]. Leurs racines élargissent les fentes pour atteindre les formations meubles. Alors les blocs s'éboulent ou glissent aisément et s'éparpillent sur le versant.

Quand la fragmentation est intense, les éboulis peuvent recouvrir la majeure partie du versant. Dans les entailles étroites, aux flancs raides, ils s'accumulent au fond du talweg en une succession de chaos. *Lorsque le haut du versant présente une pente faible, les blocs s'entassent devant la paroi et bloquent peu à peu tout éboulement. La corniche disparaît alors, la cuirasse cesse de reculer.* Le versant se stabilise. Une bande forestière très fournie s'installe sur les éboulis désormais fixés (fig. 38 b). Alors il se réduisent peu à peu sur place en petits fragments mobilisables par les eaux de ruissellement. La résistance, tant mécanique que chimique de ces débris souvent entourés d'un film ferrugineux[5], leur assure une grande stabilité. Ils cheminent sur le versant et s'arrêtent sur les pentes très douces des replats ou des glacis, ou bien ils sont pris en charge par les torrents et les rivières. Ainsi, dans les régions fortement cuirassées de la partie méridionale des bassins du Sénégal et de la Gambie, ces fragments de roche « résiduelle » ferrugineuse, quelquefois bauxitique, sont omniprésents comme éboulis, colluvions ou alluvions.

3. LE RÔLE PROTECTEUR DES REVÊTEMENTS BIEN INDURÉS

La vitesse de destruction des formations consolidées par les sesquioxydes dépend, à l'échelle régionale, non seulement de la vigueur des entailles, mais aussi du substratum géologique. Il est évident que *les niveaux minces et faiblement indurés sur granites ou sur grès*

1. R. MAIGNIEN, 1954 a, en a signalé sur le plateau de Labé ; P. BONFILS, 1951, en a rencontré dans la région de Dalaba.
2. P. MICHEL, 1958, 1960 a.
3. Par exemple le long de la corniche Sud-Est du petit bowal de la « montagne » de Ouassa.
4. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 a.
5. Cf. paragr. A 1 c.

quartzeux et quartzites sont détruits beaucoup plus vite que ceux, épais et compacts, sur métabasites, dolérites et schistes. D. BONNAULT (1938) avait déjà constaté, en comparant le modelé des régions granitiques à celui des affleurements de schistes amphiboliques dans la région de Bondoukou (Côte d'Ivoire), que des différences d'épaisseur de cuirasse sont à l'origine de différences de modelé : « Le manteau latéritique a été rapidement arraché du granite », alors que sur les roches basiques subsistent « des reliquats de plateau »[1].

Dans les bassins du Sénégal et de la Gambie, les anciennes cuirasses latéritiques s'étendent généralement sur dolérites ou localement sur métabasites et schistes, alors qu'elles ont presque toujours disparu au sommet des formations de grès quartzites et quartzites. Par endroits y subsistent des gravillons ferrugineux, éparpillés ou entassés en croupes aplaties, comme témoins d'anciens cuirassements. Nous en avons trouvé sur certaines tables gréseuses du Plateau Mandingue septentrional, sur des plateaux de l'Assaba et en quelques points sur les crêtes appalachiennes des Oua Oua de Mbout.

Si nous examinons le développement des indurations ferrugineuses plus récentes dans les régions soumises actuellement au climat sahélien, nous constatons que les schistes et même les pélites conservent par place des chapeaux de cuirasse ferrugineuse et dominent alors d'une dizaine de mètres les affleurements granitiques ; ce relief, résultat de l'érosion différentielle, est bien réalisé au contact du socle et de la série paléozoïque plissée (Falémien) entre Mbout et le plateau de l'Assaba. Dans le domaine soudanien, *les glacis à revêtement ferrugineux épais, développés sur roches basiques et schistes, s'opposent aux formes plus molles, qui caractérisent généralement les granites et les grès tendres, peu indurés en surface.*

En général, les recouvrements ferrugineux subsistent aussi plus longtemps dans les parties basses des plateaux et glacis que sur les points élevés. Les sesquioxydes se sont accumulés plus facilement dans ces zones basses, par suite du lessivage oblique ; l'épaisseur de la cuirasse augmente en conséquence. *Ces bas-fonds fortement cuirassés résistent bien à l'érosion et sont mis en relief lorsque l'entaille au cours de l'évolution géomorphologique a été suffisamment profonde.* Ce type d'***inversion de relief*** se réalise couramment dans les pays à climat guinéen et soudanien : par exemple à la bordure nord du granite de Tinkoto, au Sénégal oriental, une butte de schistes et de tufs, coiffés d'une cuirasse ferrugineuse, se dresse au milieu de métaandésites et les domine de 80 m[2] ; elle constitue le témoin d'un ancien cuirassement[3], dont ne subsiste qu'un seul fragment, qui couvrait une dépression de l'ancien modelé.

Les lambeaux de glacis cuirassés sont souvent isolés des reliefs, qu'ils ceinturent, par des dépressions parfois profondes. Une ***gouttière***[4] *s'est creusée au contact du versant et du glacis* (fig. 55 c). Elle s'allonge à la manière d'une *dépression subséquente,* au pied de la table ferrugineuse dégagée en pseudo-cuesta. De telles gouttières, souvent larges de 2 à 3 km, apparaissent aussi bien au pied des contreforts du Fouta Djalon, par exemple dans la région de Nangagni, qu'à la base de la « falaise » de Tambaoura. Dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie, elles contournent souvent les inselbergs ou les petits massifs, prenant l'allure de *dépressions circulaires ou périphériques.* La chaîne des Bassari, le massif de Sambaya et les buttes de la région de Tinkoto en présentent de beaux exemples.

Ces gouttières ont déjà été décrites ailleurs en Afrique occidentale, notamment par G. ROUGERIE (1961, p. 38-40) en Guinée orientale. Elles sont toujours liées au modelé de glacis à revêtement ferrugineux (fig. 55 c). Comment se forment-elles ? *Les parties hautes des glacis, adossées à des reliefs, constituent une zone particulièrement sensible à l'érosion ; plusieurs facteurs interviennent :*

— D'abord à cause de leur position, elles sont attaquées avant les parties basses.

1. G. ROUGERIE, 1960, montre dans son analyse des « modelés différentiels » de la Côte d'Ivoire forestière que les granites offrent un modelé climacique de croupes, séparées de larges bas-fonds, tandis que sur métabasites les héritages de cuirasse ont engendré la formation de grandes buttes à sommet tabulaire et à versants concaves dans la partie haute.
2. Cf. R. GIRAUDON, 1961, et J. P. LAJOINIE, S. PRIBILE, 1963.
3. P. MICHEL, 1960 d ; c'est la butte du point coté 283 (voir fig. 87).
4. Elle est appelée *Bergfussniederung* par les auteurs de langue allemande.

— Là aboutissent les eaux ruisselant sur les pentes des reliefs, ce qui provoque une forte concentration d'eau dans une étroite bande de terrain.
— La chappe ferrugineuse y est plus mince et moins compacte que dans les zones basses des glacis ; quelquefois même le matériel, d'origine souvent détritique près de la surface, est à peine induré.
— En outre, l'altération des roches *in situ* est généralement plus profonde dans les parties élevées (fig. 55 c). La diminution de pente au pied du versant facilite l'infiltration d'une partie des eaux de ruissellement. Le drainage interne s'effectue mieux qu'à l'aval. Comme la nappe phréatique se trouve à une certaine profondeur, les éléments solubles sont facilement emportés par lessivage oblique.

Ces altérites relativement épaisses, à induration à la fois faible et limitée en profondeur, peuvent être déblayées aisément lors d'une reprise d'érosion. *Ainsi la gouttière se creuse en fonction du niveau de base local.* En même temps la pseudo-cuesta du glacis recule peu à peu, par éboulement des blocs de cuirasse le long de la corniche, et la dépression s'élargit en conséquence.

4. RUISSELLEMENT DE SURFACE ET ENTAILLE LINÉAIRE

Les affleurements de cuirasses latéritiques ou ferrugineuses ne se traduisent pas seulement dans les formes de relief, mais ils influencent, en outre, l'écoulement superficiel et les caractères du réseau hydrographique. *Les eaux, qui échappent à l'infiltration par les fentes et les alvéoles, ruissellent à la surface du bowal.* Aussi les niveaux indurés des plateaux et des glacis montrent-ils fréquemment des traces d'écoulement diffus ou même en nappe. *La dalle ferrugineuse ou latéritique est bien nettoyée sur une largeur pouvant atteindre quelques dizaines de mètres ;* elle est souvent noircie par un film manganésifère[1]. Nous avons observé ces écoulements de surface sur des bowé du Fouta Djalon septentrional en mai-juin 1958. Lors des fortes averses, à caractère orageux en cette saison[2], l'eau ruisselle encore en de nombreux endroits plusieurs heures après l'arrêt de la pluie. Les bandes soumises au ruissellement en nappe sont généralement séparées par des zones où la cuirasse est recouverte sur une épaisseur de quelques centimètres ou décimètres de petits blocs et de gravillons, mélangés à de la « terre »[3]. Ce matériel détritique de surface freine considérablement la vitesse initiale de l'eau sur la pente et enraye tout ruissellement continu. Grâce à l'abondance de matière fine, ces terrains sont propices au développement des termitières en champignon.

Les eaux ruisselées stagnent souvent dans certaines parties basses du bowal. Les éléments fins qu'elles apportent tapissent et imperméabilisent le fond. Les mares se forment dès les premières pluies de l'« hivernage » et subsistent parfois longtemps en saison sèche. Ces *mares saisonnières,* appelées *vendou* en langue peule, apparaissent surtout sur les hauts bowé du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue, à la topographie légèrement ondulée. Certaines parties se transforment même en de vastes marécages[4].

Sur les glacis, à pente généralement plus forte et uniforme, l'eau ruisselle souvent sur des distances de plusieurs centaines de mètres. *Les filets d'eau se rassemblent peu à peu et l'écoulement se concentre. La dalle indurée par les sesquioxydes empêche d'abord tout creusement* et bloque l'érosion linéaire. Ces petits cours d'eau peuvent couler sur des distances de plusieurs kilomètres sur la cuirasse, l'incisant à peine de quelques centimètres. C'est, par exemple, le cas du ruisseau de Tinkoto dans sa partie amont ou encore des petits affluents de la haute

1. Cf. l'étude des patines, chap. I, B 4 a.
2. 1re partie, chap. II, A 1 et 3 b.
3. Matériel fin, tantôt argileux, tantôt limoneux.
4. P. MICHEL, 1958.

Naria dans le Plateau Mandingue. Si le cours d'eau rencontre une fissure importante, ses eaux disparaissent partiellement ou totalement. Les pertes se localisent surtout près du rebord, où la fissuration s'accentue. Mais le plus souvent les ruisseaux superficiels grossissent par apports latéraux. La pente peut aussi s'accentuer localement. Alors les eaux mettent à profit la moindre cavité et creusent progressivement une marmite, utilisant les débris charriés comme abrasif. Grâce à cette entaille linéaire, *le ruisseau perce les niveaux indurés* et pénètre dans le matériel meuble sous-jacent.

Lorsque le petit cours d'eau a atteint les formations meubles, l'entaille s'élargit assez rapidement en une dépression ovale par affouillement à la base. Pendant la crue, les eaux dévalent du rebord de cuirasse en cascade et surcreusent le fond de la dépression. Le courant s'accélère déjà avant la chute, ce qui lui permet de creuser de nouvelles marmites. De proche en proche, *l'entaille remonte lentement par érosion régressive.* La petite vallée reste limitée de part et d'autre par les rebords de cuirasse. L'érosion latérale par soutirage est bientôt enrayée par les progrès de l'induration en profondeur, puisque le milieu bien drainé en bordure de l'entaille favorise, comme nous l'avons dit[1], la précipitation des sesquioxydes.

Le long des ruisseaux souterrains, la voûte de cuirasse s'effondre le plus souvent dans la partie aval à cause de la fissuration profonde du niveau induré. Le cours d'eau coule alors entre des parois subverticales, parfois sur plusieurs kilomètres. Ces reculées, liées à la suffosion, apparaissent notamment dans les glacis à faible altitude relative ; nous en avons observé plusieurs dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie, au relief peu accusé[2].

Les hauts bowé latéritiques sont aussi échancrés par les entailles de ruisseaux. Elles se forment soit à partir des résurgences à la base des formations indurées, soit par creusement des eaux superficielles au niveau de cascades. *De grands amphithéâtres, de contour plus ou moins circulaire, souvent limités par des corniches impressionnantes, se développent à la bordure du plateau.* La végétation touffue au pied des abrupts favorise parfois l'affouillement, en ameublissant le matériel. Les corniches reculent peu à peu par soutirage. *Si l'érosion se poursuit pendant une période très longue, le plateau latéritique est profondément découpé, puis tronçonné en plusieurs lanières.* Ainsi se présentent généralement les hauts bowé du Fouta Djalon septentrional, en particulier le long de la profonde entaille de la haute Gambie[3]. La superficie du bowal se rétrécit de plus en plus par éboulement de la cuirasse le long des corniches. Il se réduit alors aux dimensions d'une grande butte à allure tabulaire, comme celles de la boucle de la Gambie ou des Monts Bassari. Finalement tout le niveau induré par les sesquioxydes disparaît. La plupart des débris se sont étalés sur les versants et glacis, où ils sont souvent recimentés en une nouvelle cuirasse. Les autres ont été emportés par les cours d'eau.

Signalons, pour terminer, que *les cuirassements récents et actuels jouent souvent un rôle non négligeable dans le façonnement des lits mineurs des rivières.* Les imprégnations diffuses d'oxydes de fer dans les dépôts argileux renforcent leur cohésion. Les indurations des alluvions sableuses et limoneuses dans les berges freinent l'érosion latérale. Surtout, les « graviers sous berge », bien cimentés, résistent au sapement ; ils apparaissent en saillie à l'étiage et subsistent parfois en îlots au milieu du lit. Vers la base d'anciens remblais sablo-argileux se sont formés localement des niveaux d'accumulation de fer et de manganèse, mis au jour par les entailles actuelles. *Les niveaux bien indurés se présentent sous forme de grandes dalles barrant le lit mineur sur toute sa largeur.* Comme les autres seuils rocheux, ils bloquent ou freinent considérablement l'érosion linéaire du cours d'eau. Les imprégnations superficielles par des sesquioxydes en solution dans les eaux de la rivière et les alternances d'hydratation et de dessiccation à la surface des dalles en cours d'année augmentent encore leur dureté. Nous avons étudié ce type de ***seuil*** sur le Balé, affluent de droite du Bafing, près de Sanfinian. La rivière n'a pu creuser

1. Cf. paragr. A 1 b.
2. Par exemple dans les glacis cuirassés sur le batholite granitique de Dioudiou Konko, au Nord-Est de la boucle de la Gambie.
3. P. MICHEL, 1958.

que de petites marmites et quelques rigoles ; elle se déverse de la dalle ferrugineuse par une chute de 2 à 3 m.

Ainsi les cuirassements successifs impriment leurs marques au modelé et au réseau hydrographique. Ils se traduisent aussi bien dans l'allure générale du relief et l'organisation de l'écoulement, que dans les détails de modelé, les formes des versants ou les aspects des lits mineurs. Mais ces accumulations de sesquioxydes, plus ou moins indurées, sont aussi un des principaux traits de la pédogenèse dans la zone intertropicale. Elles caractérisent plusieurs catégories de sols, très étendus dans les régions méridionales des bassins du Sénégal et de la Gambie.

Chapitre III

Les sols et leurs rapports avec le modelé

Les sols représentent les transformations de la partie superficielle de la lithosphère, surtout sous l'influence du milieu bioclimatique. *La pédogenèse constitue ainsi, dans ses aspects globaux, un des éléments de la morphogenèse*[1]. Elle ne s'exerce que rarement aux dépens de la roche même. Le plus souvent les sols s'élaborent dans les formations superficielles, constituées soit d'altérites de la roche *in situ*, soit d'éléments déplacés au préalable : éboulis, colluvions, alluvions, apports éoliens et même dépôts marins récents. Les premiers pédologues ont insisté sur l'influence du climat dans l'élaboration des sols. Au cours des dernières décennies d'autres éléments, comme le degré d'évolution du sol ou le type et la répartition de la matière organique, ont été ajoutés comme critères de différenciation et plusieurs classifications ont été établies sur ces bases. Mais le modelé joue aussi un grand rôle dans la pédogenèse. Il nous semble que ce facteur n'ait pas toujours été suffisamment mis en lumière.

L'influence du modelé se manifeste de plusieurs façons[2]. *D'une manière passive, par la forme du relief, c'est-à-dire par les caractères de la* ***topographie.*** Les sols présentent souvent des différences d'évolution ou au moins des nuances selon leur position au sommet d'une butte, sur la partie haute du versant ou à sa base, ou bien sur le flanc d'une dune ou dans l'interdune. La disposition des reliefs, leur matériau, la forme des versants et la valeur des pentes commandent le drainage externe et interne et influe ainsi, parfois d'une façon décisive, sur l'évolution des sols. Les pédologues ont reconnu ce rôle en créant le *concept de la « catena »* et en tiennent compte de plus en plus dans leurs travaux.

Mais le modelé intervient aussi dans la pédogenèse d'*une manière active. Les* ***processus de façonnement*** *du relief commandent directement la formation des sols.* Il est évident que, dans les zones d'ablation mécanique, les sols n'ont pas le temps d'évoluer et restent « squelettiques » ou « peu évolués » ; dans les zones d'apport de matériau frais, il en est de même. La nature du mécanisme — ravinement, ruissellement, glissement, etc. —, son intensité, sa fréquence doivent être prises en considération. En outre, les caractères et la densité du couvert végétal, fournisseur de la matière organique, dépendent souvent aussi des processus morphogénétiques actuels. Ainsi les sols bien évolués se localisent généralement sur les formes anciennes qui n'ont été soumises qu'à des retouches insignifiantes.

En conséquence, ***l'ensemble de l'évolution géomorphologique oriente la pédogenèse*** *dans une région donnée et permet de comprendre la répartition actuelle des sols.* Pendant des périodes de stabilité ont pu se former des sols très évolués, qui reflètent le milieu morphoclimatique. Dès que des changements sont intervenus dans le système morphogénétique,

1. Cf. J. Tricart, P. Michel, 1965.
2. P. Michel, 1968 b.

ils se sont immédiatement répercutés sur les sols. L'entaille de surfaces planes ou faiblement ondulées modifie le drainage et se traduit dans la pédogenèse. La reprise d'érosion entraîne le décapage des profils, détermine la mise à nu des horizons d'accumulation des sesquioxydes et augmente leur induration en cuirasse, *sensu stricto*. Le profil tronqué connaît souvent une nouvelle évolution ; ainsi les caractères de deux sols très différents peuvent se superposer et s'imbriquer. L'accumulation de matériau colluvial ou alluvial « enterre », par contre, le profil et un nouveau sol s'élabore peu à peu dans le recouvrement détritique.

Le système morphogénétique se modifie souvent à la suite de variations climatiques. *Aussi les anciens sols sont-ils dans beaucoup de cas inadaptés aux conditions bioclimatiques actuelles et constituent alors des* ***paléosols.*** Ceux-ci semblent être fréquents dans cette grande zone charnière, entre les domaines subaride et tropical humide, qui englobe la majeure partie des bassins du Sénégal et de la Gambie[1].

Mais les relations géomorphologie-pédologie ne sont pas à sens unique. *La connaissance des types de sols, leur répartition, leurs relations avec le modelé présentent un grand intérêt pour le géomorphologue.* Car les sols enregistrent les actions successives ou un état d'équilibre quand ils sont très évolués. Ils reflètent de cette manière certains aspects de la morphogenèse présente ou passée. Ainsi l'étude de profils des sols jeunes d'origine non climatique permet souvent de connaître l'importance des phénomènes d'ablation ou d'accumulation, de saisir leur rythme et leur intensité. La répartition des sols climaciques et leur degré d'évolution renseignent, par contre, sur la stabilité des formes et donnent des indications sur leur ancienneté. *La présence de paléosols, l'étude de leurs caractères, aident à déceler les oscillations paléoclimatiques et à apprécier leur ampleur.* Le recensement de ces témoins s'avère indispensable pour reconstituer correctement l'évolution géomorphologique.

Ces considérations nous ont amené à suivre de près les recherches des pédologues, à prendre connaissance de leurs méthodes, à étudier leurs résultats. Nous présenterons d'abord une vue d'ensemble de la distribution des principaux types de sols à l'intérieur des deux bassins fluviaux, d'après l'état des recherches en 1968 ; puis nous examinerons les rapports entre le modelé et les sols dans différentes régions ayant fait l'objet d'études plus détaillées.

A. CARACTÉRISTIQUES ET RÉPARTITION GÉNÉRALE DES SOLS

Les pédologues qui ont travaillé dans les diverses régions des bassins du Sénégal et de la Gambie sont tous des chercheurs de l'O.R.S.T.O.M. ou de l'I.R.A.T.[2]. Ils ont pris comme base la classification française de G. AUBERT et Ph. DUCHAUFOUR, précisée et complétée pour les zones tropicales et arides par G. AUBERT en 1963 et 1965.

Cette classification répartit les sols en dix grandes classes, en prenant comme critères[3] :

1. Le degré d'évolution du sol et le développement du profil.
2. Le mode d'altération climatique.
3. Le type et la répartition de la matière organique.
4. Certains phénomènes fondamentaux de l'évolution, tels que l'hydromorphie et l'halomorphie.

Les différentes *classes* sont divisées en *sous-classes,* puis en *groupes,* d'après certains caractères spécifiques des sols et l'intensité des mécanismes[4]. Ainsi à l'intérieur de la classe des sols fersiallitiques on

1. Cf. 1re partie, chap. II, A et D.
2. Institut de recherche d'agronomie tropicale et des cultures vivrières, Paris.
3. D'après la note de P. SÉGALEN : les unités de classification des sols, O.R.S.T.O.M. 1964, multigraphié.
4. Nous rappelons brièvement les termes pour les lecteurs qui ne sont pas familiarisés avec cette classification.

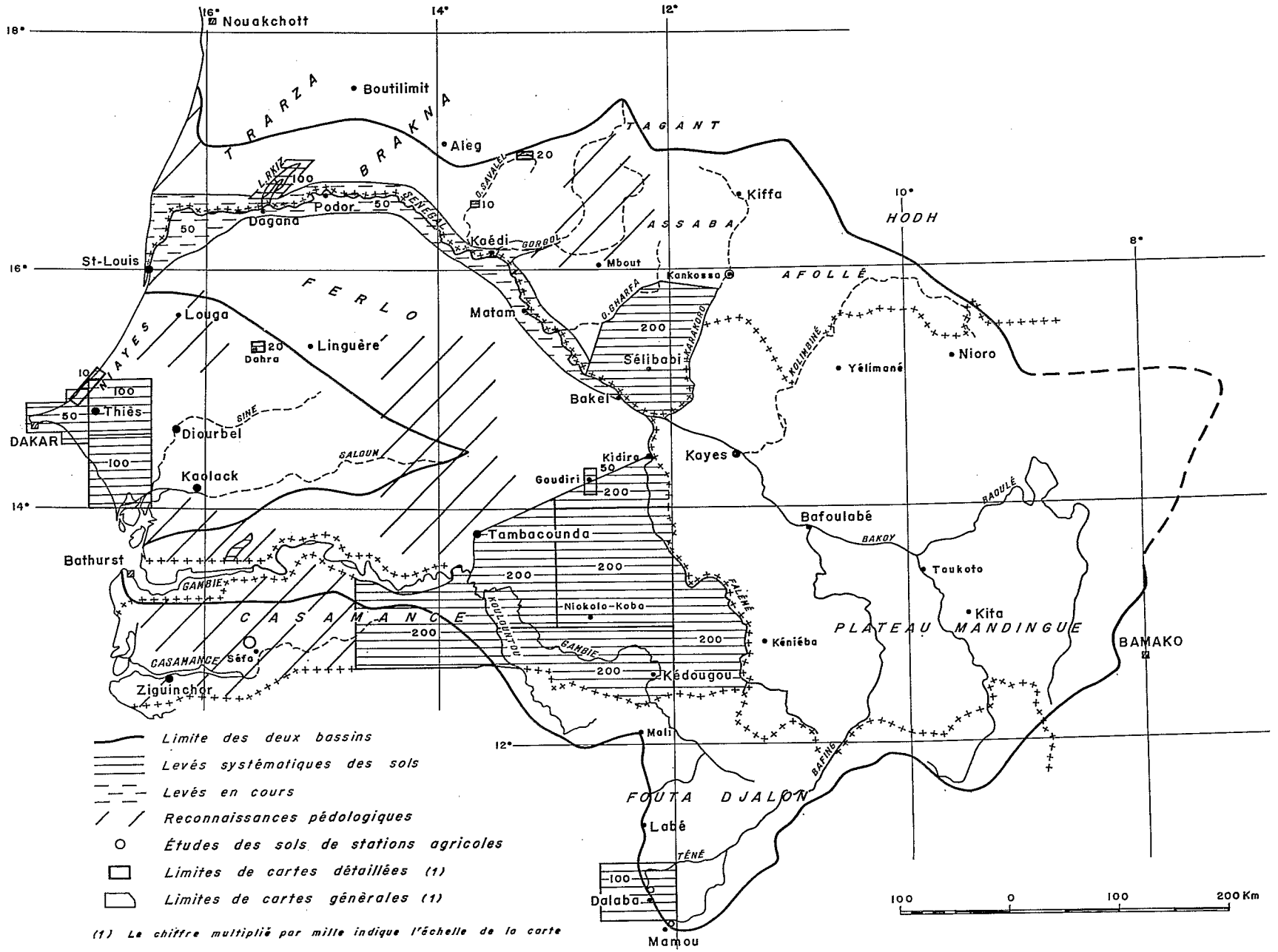


FIG. 56. — Les études pédologiques dans les deux bassins fluviaux et au Sénégal occidental.
Travaux effectués jusqu'en 1968.

distingue : les sols rouges et bruns méditerranéens et les sols ferrugineux tropicaux[1]. Les sols ferrugineux tropicaux, par exemple, se différencient en deux groupes : les sols non lessivés et les sols lessivés ; ces derniers se subdivisent à leur tour en plusieurs *sous-groupes*, suivant que l'accumulation du fer se présente sous forme de taches, de concrétions, de cuirasse. Le matériel d'origine intervient ensuite dans la classification au niveau de la *famille*. Enfin les *séries* correspondent à des différenciations de détail du profil[2].

Les études pédologiques ne couvrent encore qu'une superficie modeste des bassins du Sénégal et de la Gambie. Leur répartition est aussi très inégale (fig. 56). Si les sols des régions occidentale et méridionale de la République du Sénégal commencent à être bien connus et définis avec précision, aucune recherche n'a été effectuée jusqu'à présent dans la partie malienne du bassin du Sénégal. D'autres études portent sur certains massifs du Fouta Djalon et sur le Sud-Ouest de la Mauritanie. Encore faut-il distinguer parmi ces travaux les reconnaissances à mailles lâches, dont le but est avant tout de définir les catégories de sols d'une région, et les levés systématiques qui montrent leur répartition au moyen d'une carte.

Les premières reconnaissances remontent aux années 1946-1949[3]. Elles se sont poursuivies depuis cette date[4], principalement dans la vallée du Sénégal en aval de Bakel, dans la région de Louga, en Casamance, au Ferlo, dans le Sénégal oriental et dans certaines régions du Sahel mauritanien (fig. 56). Nous avons déjà signalé les cartes pédologiques existantes[5]. Leur échelle varie entre le 1/50 000 et le 1/200 000 ; quelques petits secteurs ont été cartographiés au 1/10 000 et au 1/20 000. En outre, les sols de plusieurs stations d'agriculture, situées à l'intérieur des deux bassins fluviaux ou à leur périphérie, ont été examinés en détail (fig. 56).

Ces diverses études menées au Sénégal, en Guinée et plus récemment en Mauritanie, ont permis de définir les caractères des grands groupes de sols et d'esquisser leur répartition. Les travaux de R. MAIGNIEN notamment ont précisé la nature et les principaux caractères des sols cuirassés[6] et des sols subarides tropicaux[7] ; ses recherches ont aussi amorcé l'étude du passage des sols ferrugineux tropicaux lessivés aux sols ferrallitiques faiblement désaturés[8]. Les types de sols ont été définis principalement dans les régions de Louga, de Thiès et en Casamance (fig. 56). Pour cette raison, *notre brève esquisse pédologique ne s'arrête pas aux limites précises des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie, mais englobe toute la partie ouest de la République du Sénégal,* sauf la presqu'île du Cap-Vert.

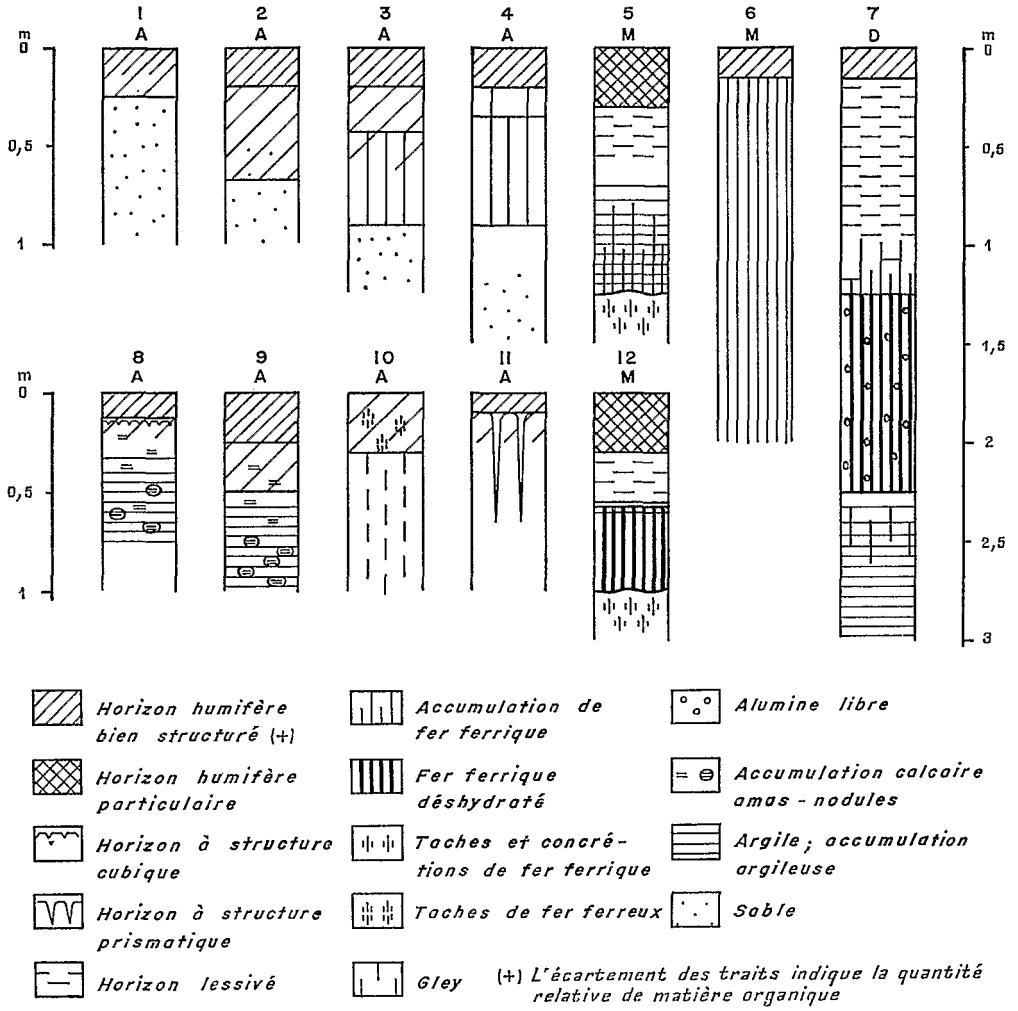
Dans ce vaste domaine, qui s'étend sur environ 800 km du Nord au Sud, les sols se répartissent d'abord en sols subarides, sols ferrugineux tropicaux et sols ferrallitiques, tributaires en premier lieu de la zonalité du climat qui oriente leur évolution et le développement du profil.

1. LES SOLS ZONAUX

a. Les sols subarides tropicaux

Ces sols se développent dans les régions à climat sahélien. Les pédologues les divisent, d'après la morphologie de leur profil et leur couleur dominante, en *sols bruns* et *sols brun-rouge*[9]. Ils se distingient des autres sols steppiques par des teneurs en matière organique

1. Elle comprenait, en outre, les sols ferrallitiques qui en ont été séparés pour former une nouvelle classe ; cf. G. AUBERT, P. SÉGALEN, 1966.
2. P. SÉGALEN, note citée.
3. G. AUBERT, R. MAIGNIEN, 1949 b ; J. DUBOIS, 1948.
4. Nous avons établi, il y a quatre ans, un premier bilan de ces recherches pédologiques (P. MICHEL, 1965).
5. Cf. Introduction, B 3.
6. Cf. notamment sa publication de thèse (1958).
7. 1954 c, 1959, 1961 b.
8. 1961 c. Ces recherches se poursuivent sous la direction de R. FAUCK.
9. R. MAIGNIEN, 1959 ; cf. aussi la mise au point plus récente de G. BOCQUIER, R. MAIGNIEN, 1963.



1. Sol jeune sur alluvions sableuses
2. Sol brun sur sable
3. Sol brun rouge sur sable
4. Sol ferrugineux tropical non lessivé sur sable *(dior)*
5. Sol ferrugineux tropical lessivé à concrétions
6. Sol rouge ferrallitique faiblement désaturé sur grès argileux
7. Sol ferrallitique cuirassé sur roche basique
8. Vertisol (argiles noires tropicales)
9. Sol brun sur schistes
10. Sol à gley sur alluvions argileuses
11. Sol hydromorphe brun de vallée (tirsifié)
12. Sol ferrugineux tropical lessivé à cuirasse

FIG. 57. — Profils types de sols des bassins du Sénégal et de la Gambie, d'après P. AUDRY (A), Ph. DUCHAUFOUR (D) et R. MAIGNIEN (M).

beaucoup plus faibles, imputables à une minéralisation plus poussée, par des accumulations de carbonate de calcium réduites, parfois absentes, et par une individualisation de fer[1].

Leur pH est faiblement acide à légèrement basique. La concentration des pluies sur un ou deux mois par an permet une pénétration parfois profonde de l'humidité dans les sols. Le régime pluviométrique explique l'épaisseur plus forte des sols subarides tropicaux que celle des sols steppiques des autres régions du globe. Si les teneurs en matière organique restent faibles en valeur absolue, sa pénétration à travers les profils est profonde[2] ; elle se répartit généralement sur une épaisseur de 50 cm (fig. 57, nos 2, 3). La profondeur de l'accumulation des carbonates de calcium est assez variable, mais beaucoup plus grande que dans les sols steppiques septentrionaux ; elle dépasse toujours 30 cm (fig. 57,

1. R. MAIGNIEN, 1959.
2. R. MAIGNIEN, 1961 b, p. 20-21.

n° 9). Ce caractère des sols subarides tropicaux, qui s'ajoute à la très faible extension des affleurements de roches carbonatées, permet d'expliquer *l'absence de croûtes calcaires dans les régions sèches du bassin du Sénégal.*

Dans ces sols l'individualisation du fer est déjà sensible, bien qu'elle n'atteigne pas l'intensité caractéristique des sols ferrugineux[1]. Elle contribue à leur donner une couleur brune ou rousse. Les observations montrent qu'une faible quantité suffit pour colorer tout le profil. *Le fer forme généralement de minces pellicules autour des grains de quartz.* D'après les analyses du Centre de l'O.R.S.T.O.M. à Dakar, plus de 50 % du fer total contenu dans les sols subarides se trouvent sous forme libre. Nous avons vu[2] que ces sesquioxydes migrent avec facilité quand les conditions d'humidité le permettent. Mais, comme le drainage interne est très limité dans le domaine bioclimatique sahélien, les mouvements restent toujours réduits. Dans les sols bruns, les oxydes de fer remontent légèrement ; dans les sols brun-rouge, ils ont tendance à migrer en profondeur, par suite d'un léger lessivage. Souvent d'ailleurs les mouvements de percolation et de remontée du fer s'annulent. Néanmoins, lorsque les pentes sont très longues, le lessivage oblique peut engendrer une concentration du fer sous forme de concrétions à la base des versants[3].

Les ***sols bruns*** présentent une évolution moindre que les sols brun-rouge. Ils se caractérisent, selon R. MAIGNIEN (1959), par :

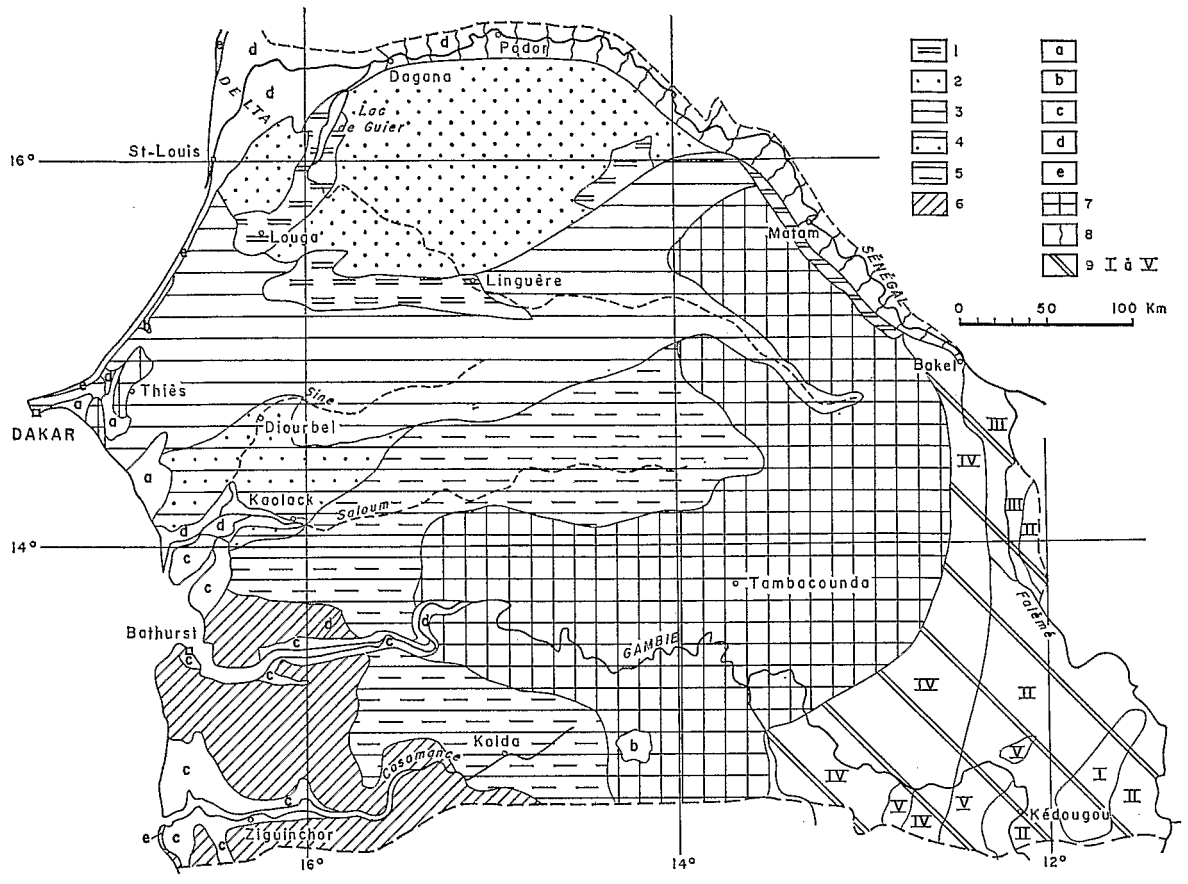
— la faible épaisseur du profil pour un sol tropical (100-150 cm), sans horizons nettement différenciés.
— la coloration foncée, dans les teintes brunes, qui se prolonge jusqu'à la roche mère ;
— les teneurs faibles en matière organique (environ 1 %), mais leur bonne répartition à travers les horizons ;
— la faible libération du fer, dont la couleur est masquée par la matière organique.

D'après R. MAIGNIEN (1959), la limite zonale entre sols bruns et sols brun-rouge correspond approximativement à l'isohyète 350 mm. Cependant, *les sols bruns sont peu représentés dans le bassin du Sénégal.* La basse vallée entre Bogué et Dagana est bordée de sols brun-rouge (fig. 58), bien que les précipitations y soient inférieures à 350 mm (fig. 10) ; il semble que nous ayons affaire surtout à des paléosols que nous analyserons ultérieurement[4]. Les sols bruns *ne forment que quelques taches plus ou moins étendues. Ils se développent soit dans des zones à drainage déficient, soit sur des affleurements de roche calcaire.* Ainsi de belles taches apparaissent entre Louga et Linguère (fig. 58), sur les dépôts de calcaires lacustres quaternaires[5]. Les sols bruns s'étendent aussi en liséré sur la bordure ouest de la vallée du Sénégal en amont de Kaédi (fig. 58), dans une région qui reçoit en moyenne plus de 400 mm d'eau par an. Ils se sont formés sur les affleurements de calcaires et de marnes éocènes[6] ; localement ils passent à des sols calcimorphes, de type rendzines[7].

Les *accumulations calcaires* s'observent dans les sols bien caractérisés, qui se développent sur des formations calcaires ou argileuses ; les sols développés sur roche mère sableuse, d'origine souvent dunaire, ne présentent pas d'amas ou de nodules calcaires (comparez fig. 57, profils 2 et 9). Mais à facteurs égaux, les sols bruns donnent toujours des accumulations calcaires plus importantes que les sols brun-rouge[8]. Ils contiennent des argiles du groupe de la montmorillonite à grand pouvoir de gonflement.

Les pédologues ont remarqué dans certains profils des actions d'*hydromorphie*, créées par l'imperméabilité des niveaux marneux ou argileux, qui donnent naissance au sol[9]. Plus au Sud, les processus d'hydromorphie deviennent prépondérants et provoquent la formation de sols hydromorphes bruns[10].

1. R. MAIGNIEN, 1959.
2. Chap. II, A 1 a.
3. R. MAIGNIEN, 1959, 1961 b.
4. Cf. paragr. C.
5. J. FAURE, 1954 ; R. MAIGNIEN, 1959.
6. Cf. 1re partie, chap. I, C 2 b.
7. J. MAYMARD, 1960.
8. R. MAIGNIEN, 1959 ; P. AUDRY, 1961
9. R. MAIGNIEN, 1959.
10. P. BONFILS, J. FAURE, 1956.



A. Sols zonaux

Sols subarides tropicaux

1. Sols bruns modaux et intergrades hydromorphes
2. Sols brun-rouge sur sable et grès

Sols ferrugineux tropicaux

3. Sols non lessivés sur sable et grès *(dior)*
4. Sols lessivés sans concrétions
5. Sols lessivés à concrétions et parfois à cuirasse

Sols ferrallitiques

6. Sols rouges faiblement désaturés

B. Sols intrazonaux

a. Vertisols
b. Sols hydromorphes
c. Sols de mangrove
d. Sols salins et à alcalis
e. Sols minéraux bruts et peu évolués sur dunes littorales

C. Sols d'érosion

7. Prédominance de sols peu évolués gravillonnaires sur cuirasse ferrugineuse

D. Associations de sols

8. *Vallée alluviale du Sénégal*
   Surtout sols peu évolués d'apport, vertisols et sols hydromorphes (I.R.A.T., 1969), avec des sols salins en aval de Podor.
9. *Socle et Paléozoïque plissé-métamorphique*
   - I. Sols ferrugineux tropicaux lessivés à taches et concrétions et sols hydromorphes
   - II. Sols squelettiques et sols ferrugineux tropicaux lessivés à carapace
   - III. Sols halomorphes, à alcalis non lessivés, et vertisols
   - IV. Sols squelettiques, sols ferrugineux peu différenciés et sols hydromorphes
   - V. Sols squelettiques, sols bruns eutrophes et vertisols

FIG. 58. — Répartition des principaux sols au Sénégal et en Gambie, d'après R. MAIGNIEN (1965), Cl. CHARREAU et R. FAUCK (1965).

Les ***sols brun-rouge*** indiquent une évolution pédologique plus prononcée. Leurs caractères sont les suivants, d'après R. MAIGNIEN (1959) :

— Épaisseur plus grande du profil ; elle dépasse parfois 2 m.

— *Deux horizons se distinguent nettement :*

un horizon de surface humifère, d'une épaisseur moyenne de 50 cm (fig. 57, n° 3), de couleur gris-brun à brun ; un horizon roux, qui atteint une épaisseur de 1 m.

— La coloration rouge n'est pas le résultat d'une accumulation plus importante du fer mais provient de la disparition de la matière organique en profondeur.
— Les teneurs en matière organique sont beaucoup plus faibles que celles des sols bruns. Pour les horizons de surface, elles varient de 0,30 à 0,60 %. La minéralisation y est nettement plus active.

Ces sols sont bien typés et très étendus dans la partie septentrionale du bassin du Sénégal. Vers le Sud, ils passent progressivement aux sols ferrugineux tropicaux non lessivés, dont ils se distinguent difficilement. La limite entre les deux groupes de sol passe approximativement à Linguère et à une soixantaine de kilomètres au Nord de Matam (fig. 58). Elle se prolonge vers l'Est à la hauteur de l'oued Gharfa et traverse le Karakoro un peu au Nord de Bouli[1].

Les sols brun-rouge se sont formés sur des roches variées mais généralement à texture légère : ils se situent aussi bien sur sables dunaires que sur grès du Continental terminal. Les accumulations calcaires sont toujours sporadiques et liées à une hydromorphie d'engorgement en profondeur[2].

Ces sols se développent surtout sur les modelés accidentés qui favorisent le drainage. Ce fait explique que la topographie intervient souvent dans leur répartition. *Ils se localisent avant tout sur les pentes bien drainées.* R. MAIGNIEN (1959) au Sénégal et P. AUDRY (1961) dans le Sud-Ouest de la Mauritanie ont observé couramment dans le domaine des sols subarides, notamment *sur les dunes fixées,* une *chaîne de sols* composée de (fig. 59) :

— sols brun-rouge sur les parties hautes ;
— sols bruns en bas de pente, moins drainée ;
— sols hydromorphes dans les bas-fonds.

Les observations faites dans le Hodh, au Nord-Est du bassin du Sénégal (fig. 56), conduisent même P. AUDRY[3] à conclure que la répartition relative des sols bruns et des sols brun-rouge ne présente pas de zonalité. Elle dépend du drainage, fonction du modelé, et du matériau. Les sols bruns se situent à l'intérieur du domaine limité par les isohyètes 350 et 500 mm de pluie annuelle et se localisent dans les bas-fonds ou sur matériaux lourds, peu perméables. Aussi, G. BOCQUIER et R. MAIGNIEN (1963) précisent-ils, dans leur mise au point sur les sols subarides tropicaux, « que la position plus septentrionale des sols bruns par rapport aux sols brun-rouge ne saurait être constante et que régionalement la répartition relative des sols bruns et des sols brun-rouge sur matériaux sableux apparaît être sous l'influence déterminante du modelé. » Il est vrai que dans cette zone de transition entre les domaines aride et tropical apparaît souvent l'empreinte de pédogenèses anciennes, sous climat plus humide, et il s'avère parfois difficile de distinguer la part des héritages de celle des caractères dus à l'évolution actuelle.

Au Sénégal, les sols brun-rouge sont mieux définis dans l'Est du pays que dans l'Ouest[4]. Comme les influences maritimes sont sensibles sur une bande d'une vingtaine de kilomètres de large en bordure de l'océan, l'humidité atmosphérique élevée y favorise une évolution plus rapide de la matière organique. Les sols subarides ont alors tendance à passer aux types ferrugineux tropicaux. Ainsi la limite des deux pédoclimax s'infléchit vers le Nord-Ouest à l'Ouest de Louga pour rejoindre la pointe sud-ouest du Delta du Sénégal (fig. 58).

1. P. AUDRY, 1961.
2. R. MAIGNIEN, 1959 ; quand elles existent, elles n'apparaissent généralement pas avant 150 cm.
3. *In* P. AUDRY, Ch. ROSSETTI, 1962 ; cf. la mise au point de P. MICHEL, 1965.
4. R. MAIGNIEN, 1959.

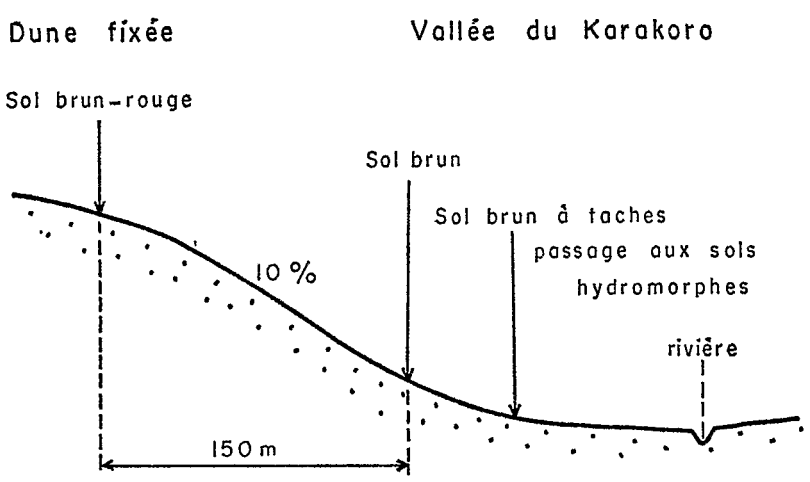


FIG. 59. — Chaîne de sols en zone sahélienne, selon P. AUDRY (1961).

b. Les sols ferrugineux tropicaux

Ces sols se caractérisent par *la forte individualisation et la grande mobilité du fer et du manganèse; l'alumine reste combinée.* Les mouvements de solutions s'intensifient, soit de haut en bas, soit par lessivage oblique. La matière organique est bien évoluée mais peu abondante ; elle se réduit à un horizon supérieur peu épais (fig. 57, n° 4). *Les sols ferrugineux tropicaux sont divisés en deux groupes d'après le comportement des argiles:* dans les sols non lessivés, les particules argileuses restent stables ; dans les sols lessivés, elles migrent et constituent en profondeur un horizon plus ou moins colmaté (fig. 57, n° 5).

Les ***sols ferrugineux tropicaux non lessivés*** ont été étudiés principalement dans la région de Thiès par P. BONFILS et J. FAURE (1956). Ils se sont formés sur les sables de l'ancien erg de « dunes rouges »[1], qui s'est étendu jusqu'aux abords de la vallée morte du Saloum. *Le caractère fondamental de ces sols est d'être très bien drainés*, grâce à leur matériau bien perméable et à leur position topographique. L'horizon de surface, bien meuble, constitue la terre à arachide par excellence, la terre *dior* qui signifie meuble en langue ouolof[2] ; ce terme avait été repris par G. AUBERT pour désigner cette catégorie de sols non lessivés.

Sur les dunes très émoussées, les *sols dior* présentent en général le profil suivant[3] :

0- 5 cm	Horizon gris-beige à rose pâle sableux, sans structure.
5- 25	Horizon humifère proprement dit, de couleur brune (fig. 57, n° 4) ; la structure est faiblement nuciforme ; les agrégats ont une taille de 2 à 5 mm, leur stabilité à l'écrasement est très faible.
25-100	Horizon de couleur rouge. La couleur est due à une forte proportion de sables recouverts d'une pellicule ferrugineuse. Cet horizon est composé d'agrégats de quelques millimètres de diamètre, de cohésion faible et assez poreux, formant un ensemble meuble.
Au-dessous de 100 cm	Le matériel reste très sableux mais peu de grains de quartz sont colorés par le fer ; la couleur de l'ensemble est rose pâle. Ces sables sans structure forment le matériau originel du sol (horizon C).

Ces sols sont souvent plus ou moins dégradés par une mise en valeur extensive. Les pratiques culturales sur sol sec, le ramassage des arachides restées en terre après la récolte et le

1. Cf. J. TRICART, M. BROCHU, 1955.
2. Selon P. BONFILS, J. FAURE, 1956 ; le vrai sens du mot serait « sable intérieur » (communication orale de A. SECK).
3. D'après P. BONFILS, J. FAURE, 1956, p. 46.

passage des troupeaux pendant la saison sèche détruisent la structure des horizons superficiels et effritent les agrégats terreux en poussière. *Les particules fines et meubles sont alors emportées par le vent ou par ruissellement en début de saison des pluies.* Les sols très dégradés, dont les horizons de surface ont été entièrement détruits, apparaissent plus rouges puisque l'horizon de profondeur, plus coloré, vient en affleurement[1].

Les sols dior sont des sols légèrement acides, avec un pH moyen de 6,2. Leurs teneurs en fer total sont comprises entre 0,2 et 0,6 %. Le pourcentage de fer libre varie de 0,10 à 0,45 sur l'ensemble du profil ; il est le plus élevé dans l'horizon rouge de profondeur.

Les sols dior s'étendent depuis les régions de Louga et de Thiès jusqu'à la vallée du Sénégal, en une bande continue qui se rétrécit vers l'Est (fig. 58). Ils existent aussi au-delà de la vallée du Sénégal, dans la partie sud du Guidimaka, où ils ont été étudiés par P. AUDRY (1961). Dans cette pointe méridionale de la Mauritanie ils se sont formés, soit sur d'anciens sables dunaires, bien calibrés, soit sur des recouvrements sableux à sablo-argileux, très étendus au Sud-Est de Sélibabi.

Les ***sols ferrugineux tropicaux lessivés*** se développent sous climat soudanien typique à pluviométrie annuelle de 750 à 1 200 mm, concentrée en une saison de pluies de cinq mois[2]. Le fer et le manganèse sont bien individualisés et lessivés hors des profils ou entraînés en profondeur, où ils s'immobilisent sous forme de taches et de concrétions. *Le lessivage de l'argile fait apparaître en profondeur un horizon plus ou moins colmaté.* Cet horizon argileux, d'origine pédogénétique, joue un grand rôle dans l'immobilisation des oxydes de fer et de manganèse (fig. 57, n° 5). Selon l'*importance de l'accumulation du fer* se forment des :

— Sols lessivés à concrétions[3] ;
— Sols lessivés cuirassés (fig. 57, n° 12).

Les accumulations ferrugineuses peuvent se poursuivre en dessous du niveau d'accumulation maximum d'argile et pénétrer très profondément dans les matériaux bien drainant, comme les sables ou les grès tendres du Continental terminal. *Ces niveaux enrichis en fer sont fortement colorés.* Par contre, *les horizons superficiels* de ces sols ferrugineux tropicaux, pauvres en matière organique, *présentent généralement des teintes claires à cause du lessivage.* Leurs tonalités se situent dans les ocres ou les beiges. Aussi ces sols sont-ils souvent désignés par les pédologues comme « sols beiges » d'après la couleur des premiers décimètres du profil[4]. Les reconnaissances pédologiques successives montrent qu'*ils s'étendent largement dans le centre et le Sud du Sénégal* (fig. 58).

Les sols beiges du Sine, sans accumulation de fer, marquent au Nord-Ouest le passage vers les sols non lessivés du type dior (fig. 58). Ils s'en distinguent cependant par un net lessivage de l'argile[5]. Ces sols sont encore peu profonds : l'ensemble du profil ne dépasse pas 150 cm.

Les *sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions* présentent toujours des horizons bien différenciés. L'intensité de l'accumulation du fer en profondeur permet de distinguer deux sous-groupes[6] :

— Les sols à taches ferrugineuses peu durcies;
— Les sols à concrétions ferrugineuses indurées.

Les premiers dominent au Nord de la Gambie ; les seconds sont très développés en Moyenne et Haute-Casamance, où ils passent fréquemment aux sols cuirassés. A l'intérieur d'une région ils se répartissent principalement en fonction du modelé, qui accélère ou ralentit le drainage.

1. P. BONFILS, J. FAURE, 1956.
2. H. PAQUET, R. MAIGNIEN, G. MILLOT, 1961.
3. R. FAUCK, 1963, donne les isohyètes 900 et 1 400 mm comme limites de cette catégorie de sols.
4. J. DUBOIS, 1948; R. FAUCK, 1955; R. MAIGNIEN, 1961 c.
5. R. MAIGNIEN, 1961 c.
6. R. MAIGNIEN, 1961 c ; R. FAUCK, J. F. TURENNE, J. F. VIZIER, 1963.

Les profils de *sols beiges à taches ferrugineuses* montrent à partir de la surface les niveaux suivants[1] :

— *Un horizon humifère ;* il comprend un premier sous-horizon très foncé d'une dizaine de centimètres, qui passe à un niveau plus clair, faisant la transition avec les horizons sous-jacents de couleur beige. La structure est nuciforme à polyédrique, avec tendance au débit particulaire (fig. 57, n° 5).
— *Un horizon d'accumulation de l'argile* qui débute assez brusquement. Les pourcentages les plus élevés d'éléments fins se situent entre 0,70 et 1 m. La structure polyédrique est peu développée, puisque l'ensemble présente une certaine compacité.
— *La ségrégation du fer a lieu entre 1 m et 1,50 m.* Elle se caractérise par la présence de taches bien délimitées de couleur rouge. Un début de durcissement des taches s'observe souvent.
— En profondeur apparaissent parfois des taches diffuses blanchâtres et ocres, qui correspondent à la zone de battement de la nappe.

Certains sols, formés sur dépôts sableux, se caractérisent par des accumulations ferrugineuses sous forme de raies horizontales[2].

Lorsque le drainage se ralentit, la tendance au concrétionnement s'accentue. Les taches ferrugineuses s'indurent de plus en plus et deviennent des concrétions. Ces concentrations de fer se situent généralement entre 1,20 m et 1,50 m, à la base de l'horizon colmaté par le lessivage des argiles (fig. 57, n° 5). Le pH ne reste pas constant sur tout le profil. Il diminue souvent dans l'horizon lessivé, puis remonte dans les horizons d'accumulation, enfin diminue à nouveau en profondeur. Dans les horizons B il est toujours de l'ordre de 6, ou légèrement supérieur[3].

Les sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions représentent un stade intermédiaire entre les sols à taches et les sols indurés, terme ultime de l'évolution ferrugineuse. Ils se distribuent sur les modelés à drainage réduit : bas plateaux, bas de pente, zones déprimées. Ils s'observent souvent aussi à proximité d'anciennes cuirasses ferrugineuses venues en affleurement.

Lorsque l'individualisation et la concentration du fer sont suffisamment intenses et se poursuivent pendant une période assez longue, le fer et parfois le manganèse constituent un niveau induré en profondeur. Sa présence caractérise les *sols ferrugineux tropicaux lessivés à cuirasse.* Le niveau de sesquioxydes se développe généralement à partir de l'horizon de colmatage argileux (fig. 57, n° 12). Les accumulations importantes sont presque toujours nourries par lessivage oblique. Nous avons vu[4] que les dépôts de fer sont mis en affleurement par décapage des horizons meubles supérieurs et s'indurent alors en une cuirasse compacte.

c. Les sols ferrallitiques

Cette catégorie de sols existe uniquement dans les régions méridionales à *climat guinéen ou soudano-guinéen*[5]. Le matériau d'origine a subi une altération poussée, de type latéritique[6]. Il contient le plus souvent, outre des oxydes de fer, aussi des hydroxydes d'alumine. Les pédologues divisent ces sols, d'après la nouvelle classification de G. AUBERT et P. SÉGALEN (1966), en trois sous-classes :

— Les sols faiblement désaturés ;
— Les sols moyennement désaturés ;
— Les sols fortement désaturés.

Les ***sols faiblement désaturés*** sont représentés principalement par les *sols rouges de la basse Gambie, de Basse et Moyenne-Casamance* (fig. 58). Leur étude systématique a été

1. D'après R. FAUCK, J. F. TURENNE, J. F. VIZIER, 1963, p. 88.
2. R. MAIGNIEN, 1961 c ; ces raies ferrugineuses ont été décrites pour la première fois par J. DUBOIS, 1948.
3. R. FAUCK, 1963.
4. Chap. II, A 1.
5. Cf. 1re partie, chap. II, A et D.
6. Cf. chap. I, B 2.

commencée par R. MAIGNIEN (1961 c) et R. FAUCK la poursuit depuis plusieurs années[1]. *Ces sols se caractérisent par un profil peu différencié, d'une profondeur de 250 à 300 cm, de couleur rouge uniforme, et par l'absence de concrétionnement et de cuirassement* (fig. 57, n° 6).

Lorsque les sols rouges sont en contact avec les sols ferrugineux tropicaux beiges, ils se situent toujours sur les parties hautes des plateaux, près de la ligne de partage des eaux. Les sols beiges se développent alors sur les pentes. Les études montrent que la durée d'évolution oriente dans ces cas la pédogenèse : les sols rouges se distribuent toujours sur des modelés plus anciens que les sols beiges[2]. Au Nord de la Gambie, ces sols se trouvent en déséquilibre avec les conditions bioclimatiques actuelles, plus sèches. Ils évoluent localement vers les sols ferrugineux tropicaux. Mais dans l'ensemble les influences maritimes, en amortissant l'excès de sécheresse du climat soudanien[3], permettent leur conservation.

R. MAIGNIEN (1961 c, p. 152-160) a procédé notamment à une étude comparative des différents caractères des sols rouges et des sols beiges. Les premiers sont toujours plus meubles et plus profonds. L'augmentation des teneurs en argile y est très progressive entre 40 et 100 cm, alors que dans les sols beiges les taux d'argiles augmentent brusquement en profondeur par suite du lessivage. Mais ces deux catégories de sols se distinguent avant tout par la différence de comportement du fer. En sols beiges le fer est peu lié aux argiles ; il se mobilise et migre facilement pour se concentrer et se déposer en profondeur. Par contre, dans les sols rouges le fer sature peu à peu les surfaces de la kaolinite et se répartit de façon homogène à travers tout le profil (fig. 57, n° 6). Il s'immobilise tout au plus sous forme de *pseudosables*[4], qui favorisent encore le drainage interne. Grâce à la répartition uniforme du fer, tout le profil est coloré en rouge. Ces sols sont typiquement des sols forestiers. Aussi peuvent-ils se dégrader très vite par mise en culture, si les méthodes culturales ne sont pas adaptées au milieu pédogénétique[5].

Ces sols rouges ferrallitiques, faiblement désaturés, se sont formés, tout comme les sols beiges ferrugineux tropicaux, *sur les grès argileux du Continental terminal*[6]. Or ces dépôts détritiques contiennent déjà beaucoup d'éléments latéritiques puisqu'ils ont été alimentés, comme nous le verrons[7], au moins en partie par le décapage des revêtements de latérite des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Ainsi *le matériau d'origine a été particulièrement propice à l'élaboration de sols ferrallitiques.* Ces sols se prolongent au Sud de la Casamance en Guinée portugaise, où ils se développent toujours sur les formations du Continental terminal[8].

Les ***sols moyennement désaturés*** sont subdivisés selon la récente classification de G. AUBERT et P. SÉGALEN (1966) en plusieurs groupes, par lesquels on distingue notamment les sols appauvris, remaniés, rajeunis ou pénévolués. Ces sols présentent un horizon B, caractérisé par une épaisseur importante, des couleurs souvent vives, une forte acidité, des teneurs en bases échangeables faibles et un degré de saturation réduit[9]. Les pédologues les classaient jusqu'à ces dernières années surtout d'après les couleurs des horizons A et B en sols rouges et sols beiges ou jaunes. *Ces sols se développent sur les hauteurs du Fouta Djalon, où les précipitations annuelles dépassent toujours 1 500 mm* (fig. 10). Ils ont été étudiés d'abord par P. BONFILS (1951) près des sources du Bafing, puis par R. MAIGNIEN (1953) dans la station I.F.A.C.[10] de Dalaba. Depuis lors, S. PEREIRA BARRETO (1963) a prospecté toute la région de Dalaba et dressé une carte pédologique à l'échelle du 1/100 000 (fig. 56).

Au Fouta Djalon la nature de la roche mère semble commander la répartition de ces

1. Ses travaux feront l'objet d'une thèse de docteur ès sciences.
2. R. MAIGNIEN, 1961 c, p. 146.
3. Cf. 1re partie, chap. II, A 5 et fig. 19.
4. Les pseudosables, appelés aussi pseudoparticules, sont des agrégats de petits grains de quartz, de la taille des limons ou des sables fins, liés par des oxydes de fer. Ces agrégats sont moins résistants que les concrétions ferrugineuses. Les différentes méthodes d'analyse granulométrique, utilisées par A. CHAUVEL et G. MONNIER, 1967, ont permis de démontrer qu'ils sont beaucoup plus nombreux dans les sols rouges que dans les sols beiges.
5. R. MAIGNIEN, 1961 c.
6. Cf. 1re partie, chap. I, C 3 b.
7. 3e partie, chap. II A.
8. A. J. DA SILVA TEIXEIRA, 1962.
9. P. SÉGALEN, 1966 b.
10. Institut des fruits et agrumes coloniaux, Paris.

sols ferrallitiques, différenciés jadis d'après leur couleur. Les sols rouges se forment surtout sur roches plus ou moins basiques : schistes, dolérites[1]. P. BONFILS (1951) en a cependant aussi observé sur granites. La genèse des sols jaunes ou beiges serait liée essentiellement aux formations gréseuses[2].

Les sols rouges ferrallitiques se situent généralement sur des pentes fortes, supérieures à 22 % (fig. 39 b). La présence dans la masse du sol de fragments de roche plus ou moins altérés et de débris de cuirasse prouve l'origine colluviale du matériel. Les éléments détritiques grossiers peuvent être très abondants. Aussi S. PEREIRA BARRETO (1963) distingue-t-il à l'intérieur de cette catégorie de sols deux familles :

— Sur matériau argilo-limoneux.
— Sur matériau lithosolique.

Les sols rouges ferrallitiques sont marqués par l'*abondance d'éléments fins : les taux de limon et argile réunis dépassent généralement 60 à 70* %. Cependant, ces sols paraissent moins lourds sur le terrain à cause de leur teneur élevée en fer libre, qui permet la formation de *pseudosables*[3]. Voici le profil d'un tel sol, situé à 2 km à l'Est de Dalaba, sur une pente forte, supérieure à 22°[4] :

0- 10 cm	Horizon humifère brun-rouge ; argileux à argilo-limoneux ; structure grumeleuse moyenne à fine, à tendance polyédrique à la base ; cohésion plutôt faible.
10- 40	Horizon rouge jaunâtre, à sec, brun-rouge foncé à l'état humide, encore humifère ; argilo-limoneux ; macrostructure à tendance polyédrique ; cohésion moyenne.
70-100	Horizon rouge, à sec, rouge foncé à l'état humide ; argileux ou argilo-sableux ; structure polyédrique ; cohésion moyenne.
100-150	Horizon assez semblable avec des morceaux de roche (dolérite) complètement transformée et des éléments de cuirasse.

Le pH de ces sols est acide. Des prélèvements à différentes époques de l'année ont montré certaines fluctuations. Ainsi l'acidification s'accentue en saison des pluies sur tout le profil ; le pH varie alors de 5 à 5,3, contre 5,5 à 6 en saison sèche.

Mais ces sols subissent très vite un certain lessivage, qui entraîne en profondeur d'abord les bases, puis le fer et l'argile. Aussi les pédologues distinguaient-ils parmi les sols ferrallitiques un groupe de *sols lessivés*[5]. Dans la région de Dalaba ceux-ci se développent principalement sur les épandages sableux, bien perméables, au pied des escarpements gréseux qui dominent d'une cinquantaine de mètres les collines granitiques de la haute Téné ; des concrétions ferrugineuses apparaissent dans leurs profils, généralement à partir d'une profondeur de 80 cm[6]. Si le lessivage se poursuit pendant une durée suffisamment longue, un niveau d'accumulation de fer ferrique et d'alumine libre se forme en profondeur (fig. 57, n° 7). Il pourra ultérieurement apparaître en surface et durcir, par décapage des horizons meubles superficiels[7]. Mais dans les sols colluviaux du Fouta Djalon cette évolution pédologique irréversible semble à peine amorcée. N'est-ce pas un indice de la jeunesse du matériel colluvial qui a donné naissance à ces sols ? Les cuirasses récentes, comme celle décrite par R. MAIGNIEN sur le haut plateau de Labé (1954 a), se sont toujours formées par lessivage oblique à partir de vieilles cuirasses latéritiques[8]. Le fer s'est accumulé au niveau colmaté par l'argile ; son engorgement par l'eau a créé des phénomènes d'hydromorphie très favorables à la précipitation des sesquioxydes.

A l'intérieur de ces grands domaines de sols climatiques s'individualisent certains sols qui doivent leurs principaux caractères à d'autres facteurs : position topographique, nature

1. R. MAIGNIEN, 1953 ; S. PEREIRA BARRETO, 1963.
2. S. PEREIRA BARRETO, 1963.
3. R. MAIGNIEN, 1953 ; S. PEREIRA BARRETO, 1963.
4. D'après S. PEREIRA BARRETO, 1963, p. 22.
5. G. AUBERT, 1963.
6. S. PEREIRA BARRETO, 1963.
7. L'induration de ces sols apparaît dans la nouvelle classification au niveau des sous-groupes.
8. Cf. chap. II, A 1 et B 3.

de la roche mère, abondance de l'eau, teneurs élevées en sels. Nous les groupons sous le terme commode de sols intrazonaux, employé dans une des premières classifications pédologiques[1].

2. LES SOLS INTRAZONAUX

Ceux-ci sont classés principalement en : vertisols, sols hydromorphes, sols salins et sols minéraux bruts et peu évolués, d'origine non climatique. Ces sols, qui se distinguent par des caractères spécifiques, se répartissent par taches ou par bandes, le long des cours d'eau ou dans des bas-fonds et dans les régions littorales ou montagneuses (fig. 58).

a. Les vertisols

La classe des vertisols n'a été séparée que depuis peu de temps de celle des sols hydromorphes[2]. Elle groupe surtout les sols appelés jusqu'à une date récente « argiles noires tropicales »[3]. Les vertisols se forment généralement *dans les régions où prédominent les roches basiques. Mais leur répartition dépend en premier lieu du modelé.* Ils se localisent sur les bas plateaux mal drainés, sur les replats, au bas des pentes et dans de vastes dépressions et bas-fonds, couverts parfois d'eau stagnante pendant la saison des pluies[4].

Ces sols de couleur gris-noir ou brun olive sont marqués par l'alternance de périodes humides et sèches très tranchées. Les variations brutales d'imbibition et de dessiccation leur donnent des caractères très particuliers. En saison des pluies les argiles sont gorgées d'eau. Des mouvements de masse se produisent alors, puisque les profils montrent des surfaces lisses de glissement[5]. *Ces argiles très gonflantes, qui appartiennent surtout au groupe des montmorillonites, se rétractent en saison sèche.* Elles se crevassent par un réseau de fentes de dessiccation souvent profondes. La majeure partie du profil prend une structure prismatique. Un microrelief de bosses et de creux, type « gilgaï », apparaît fréquemment en surface. Des amas et des nodules calcaires se forment souvent en profondeur (fig. 57, n° 8).

Les vertisols se répartissent en un certain nombre de taches sur les formations birrimiennes et paléozoïques du Sénégal oriental. Les principales se situent dans la région de Kédougou. Elles se localisent sur les métabasites du socle, les schistes verts de la série des Bassari et les venues de dolérites, d'âge paléozoïque. Les taches de vertisols réapparaissent plus au Nord, sur la basse Falémé et à l'extrémité méridionale du Guidimaka[6], sur les pélites et les schistes du Cambrien inférieur. Ils sont d'ailleurs fréquemment associés à des sols hydromorphes ou à des sols halomorphes, à alcalis non lessivés[7].

b. Les sols hydromorphes

Ce sont les sols dont l'évolution est dominée par la présence dans le profil d'un excès d'eau, au moins à certaines périodes[8]. Cette action d'hydromorphie est liée, soit à la présence d'une nappe phréatique plus ou moins fluctuante, soit à *un engorgement temporaire ou permanent par l'eau d'un horizon ou de l'ensemble du profil*[9]. Les phénomènes d'hydromorphie, le plus souvent temporaire, sont fréquents dans la zone tropicale à saison sèche : comme toutes les pluies sont concentrées sur quelques mois et tombent souvent sous forme d'averses, la

1. Celle de BALDWIN *et al.* dans *Soils and Men* (1938).
2. G. AUBERT, 1963.
3. Ce terme est encore employé dans la première édition de Ph. DUCHAUFOUR, parue en 1960.
4. H. PAQUET, R. MAIGNIEN, G. MILLOT, 1961, p. 119 ; H. PAQUET, 1969.
5. Observations faites avec les pédologues de l'O.R.S.T.O.M. près de Bandafassi (Sénégal oriental) ; ces déplacements brisent parfois les racines.
6. P. AUDRY, 1961.
7. Cf. paragr. B 3 b.
8. G. AUBERT, 1963.
9. G. AUBERT, 1954 b.

percolation a fréquemment un débit inférieur à celui des précipitations. L'hydromorphie peut même marquer des sols très jeunes. Mais, comme le note P. AUDRY (1961, p. 143) : « Ces phénomènes apparaissent souvent comme un processus secondaire et n'interviennent alors dans la classification qu'au niveau du sous-groupe. »

Les sols hydromorphes typiques présentent *plusieurs variétés*. Les principales sont : les sols hydromorphes bruns, les sols de vallées et les sols à mangrove. Ces deux derniers groupes prennent une grande importance le long des principaux axes de drainage, Sénégal, Gambie et certains de leurs affluents. Les sols salés à mangrove bordent surtout les grandes rias de la Gambie et de la Casamance (fig. 58).

Les ***sols hydromorphes bruns*** se localisent principalement *dans l'Ouest du Sénégal*, où ils forment une série de taches et de bandes au Nord du Sine-Saloum et de part et d'autre de Diourbel. Ils ont été étudiés par P. BONFILS et J. FAURE (1956). Ce sont des sols à engorgement temporaire partiel. La terre légèrement argileuse, qui durcit assez fortement en saison sèche, est appelée *dek* par les cultivateurs ouolof. *Ces sols se sont formés sur les terrains sableux des bas-fonds et des dépressions sans drainage externe, ainsi que sur des roches marno-calcaires, recouvertes d'un mince dépôt de sable*[1]. L'engorgement, qui se manifeste surtout en profondeur, n'est pas produit par la nappe phréatique[2], mais directement par les eaux de pluies. Elles saturent rapidement l'ensemble du profil, aucun écoulement continu n'ayant lieu en surface. Les phénomènes de réduction atteignent leur plus forte intensité en profondeur, dans la partie qui reste longtemps humide.

La couleur, généralement brune, varie peu sur l'ensemble du profil, de sorte que les horizons ne sont pas très différenciés. Le lessivage de l'argile et du fer est peu marqué. Sur les terrains sableux, l'horizon de surface contient environ 5 % d'argile. En profondeur son taux approche de 10 %. Cette fraction argileuse est composée de 40 % de montmorillonite et de 55 à 60 % de kaolinite[3].

Les ***sols hydromorphes de vallée*** présentent des caractères identiques dans l'ensemble des bassins du Sénégal et de la Gambie. *Ils sont façonnés par la crue annuelle du cours d'eau*[4]. D'après leur position topographique, leur matériau et l'importance de la crue, l'engorgement peut être total ou partiel ; dans les parties très déprimées sans écoulement, occupées par des mares, l'hydromorphie peut se manifester de façon permanente.

Les sols de la *vallée alluviale du **Sénégal**, entre Bakel et Dagana*, ont été prospectés et analysés par J. MAYMARD entre les années 1953 et 1960. Presque tous les sols du lit majeur sont soumis à l'action saisonnière de la crue. Aussi les sols hydromorphes sont-ils très étendus dans cette large vallée, qui s'allonge sur 400 km[5]. Si ces terrains sont tous submergés par la crue, *la durée d'inondation varie en fonction du microrelief*. Les matériaux changent généralement aussi d'après la position topographique. J. MAYMARD (1960) a divisé les sols hydromorphes de la vallée en *trois groupes :*

— *Les sols à taches et concrétions.*
— *Les tirs.*
— *Les sols à gley.*

Le premier groupe se caractérise par « des taches irrégulières, les unes blanchâtres ou grisâtres, les autres jaunâtres ou brunâtres, et (ou) par de petites concrétions ferro-manganésiques, plus rarement calcaires ». Ces sols se sont formés sur des limons sableux, parfois sablo-argileux. Leur durée de submersion varie entre 0 et 30 jours.

Les tirs décrits par J. MAYMARD sont des sols de couleur foncée, qui acquièrent une

1. Dans la carte des sols du Sine-Saloum, parue en 1963, P. BONFILS et C. CHARREAU classent cette dernière catégorie dans les sols calcimorphes.
2. Lorsqu'elle existe, elle se situe à une profondeur plus grande ; cf. 1re partie, chap. II, B 2 c.
3. P. BONFILS, J. FAURE, 1956, p. 71.
4. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 b.
5. Cf. Introduction, A 2 b.

structure massive et se fissurent en saison sèche (fig. 57, n° 11). Ils se développent sur les terrains argileux, submergés de 30 à 120 jours.

Les sols à gley sont fortement marqués par la persistance de l'eau ; le fer a été réduit à l'état ferreux, qui donne au profil des couleurs gris bleuté ou gris verdâtre (fig. 57, n° 10). La durée de submersion dépasse 150 jours. Ils se situent en bordure des mares temporaires, parfois permanentes *(vendou)*.

La *fraction argileuse* est formée d'un mélange à parts égales de kaolinite, d'illite et de montmorillonite. Ces sols sont très pauvres en matière organique ; leur teneur varie de 0,2 à 1 %. Les pH se répartissent de la façon suivante : les tirs sont plus acides que les sols à taches et concrétions et les horizons profonds se trouvent plus proches de la neutralité que les horizons superficiels. Voici les moyennes des pH par catégories de sols[1] :

	Tirs	Sols à taches et concrétions
Horizons supérieurs (0- 50 cm)	5,9	6,3
Horizons inférieurs (50-120 cm)	6,2	6,5

Les pédologues de l'I.R.A.T. ont entrepris en 1967-1968 l'étude détaillée des sols de la vallée alluviale du fleuve pour l'établissement de la carte pédologique au 1/50 000[2]. En fonction des retouches apportées à la classification générale des sols depuis 1960 et aussi d'après les observations sur le terrain et les premiers résultats d'analyses, la dénomination des groupes de sols a été quelque peu modifiée (I.R.A.T., 1969) : ainsi les sols à taches et concrétions deviennent des *sols peu évolués d'apport, hydromorphes*, et les tirs sont classés comme *vertisols topomorphes* non grumosoliques.

*La **Gambie** et son affluent la Koulountou* coulent aussi au milieu de vallées alluviales, mais qui sont loin d'atteindre la largeur de celle du Sénégal. Les sols hydromorphes de ces deux vallées ont été étudiés et cartographiés dans la région du confluent, située à la limite de la Haute-Casamance[3]. Ils présentent, comme dans le lit majeur du Sénégal, *une hydromorphie temporaire de surface ou d'ensemble, sous l'action de la crue annuelle.* Les sols sont classés dans le sous-groupe à taches et à concrétions. Des pseudogley apparaissent souvent dans leur profil. Une nappe phréatique permanente détermine la formation de gley dans les parties basses de la plaine alluviale[4]. Notons que ces sols à hydromorphie d'ensemble n'occupent que de faibles superficies ; ils se situent entre les sols peu évolués de bordure de mare et les sols à pseudogley sur alluvions mieux drainées grâce à leur position topographique plus haute.

Le long de son estuaire, qui se développe sur plus d'une centaine de kilomètres, *la Gambie est bordée de **sols de mangrove,*** sillonnés de chenaux de marée ; ces terrains sont recouverts régulièrement à marée haute. Ces sols gorgés d'eau, de couleur noire ou gris-noir, appartiennent au sous-groupe des sols semi-tourbeux, salés, des régions littorales chaudes intertropicales[5] ; l'humidité permanente réduit le fer à l'état ferreux et donne des gley[6]. *Ces sols hydromorphes à mangrove caractérisent ainsi les slikkes.* En dehors de l'estuaire de la Gambie, ils s'étendent largement en Basse-Casamance[7] et dans le Sine-Saloum (fig. 58). Ils sont, par contre, à peine représentés dans le Delta du Sénégal, où la mangrove atteint d'ailleurs sa limite septentrionale[8]. Dans cette région se développent essentiellement des sols salins ou à alcalis (fig. 58), qui par leur évolution se rapprochent beaucoup des sols hydromorphes.

1. D'après J. MAYMARD, 1960.
2. Cf. Introduction, B 3.
3. R. FAUCK, J. F. TURENNE, J. F. VIZIER, 1963.
4. G. BOCQUIER, G. CLAISSE, 1964.
5. G. AUBERT, 1963.
6. C'est pourquoi ils sont qualifiés de « sols humiques à gley de surface » dans la légende de la carte pédologique du Sénégal au 1/1 000 000 ; cf. R. MAIGNIEN, 1965.
7. J. VIEILLEFON effectue des études détaillées dans cette région depuis quelques années ; cf. son récent article de synthèse : J. VIEILLEFON, 1969.
8. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 c.

c. Les sols salins et à alcalis

Ceux-ci appartiennent à la *classe des sols halomorphes.* Ils contiennent au moins 0,2 % de sels sodiques. J. MAYMARD (1960) a distingué dans le ***Delta du Sénégal :***

— des *solontchaks vifs,* lorsque les remontées salines sont visibles en surface[1] ;
— des *crypto-solontchaks,* sans efflorescences salines.

Sur la bordure de la cuvette lacustre du Rkiz s'étendent des sols à alcalis, dont le complexe est saturé par les ions sodium ; leur pH varie entre 8 et 8,5[2].

Le problème de l'origine du sel dans ces sols du Delta revêt une importance pratique capitale. *Leurs teneurs en sel commandent à la fois la mise en culture et la morphodynamique actuelle.* Ainsi les fortes concentrations sont à la base des principales actions éoliennes et transforment les cuvettes à submersion temporaire en sebkhas[3]. Des apports de sel viennent des eaux marines qui remontent l'estuaire en saison sèche[4] ; les eaux salées sont refoulées dans les cuvettes les plus déprimées du Delta par le gonflement progressif du fleuve en début de crue[5]. Par endroits se produisent aussi des suintements d'eau salée à travers les dunes littorales[6]. Mais J. TRICART (1961 a) a bien démontré l'*origine résiduelle de la majeure partie de ce sel, hérité d'un régime lagunaire qui correspondrait au maximum de la dernière transgression marine*[7]. Ces dépôts inactuels salent la nappe phréatique qui émerge dans les parties les plus basses du terrain.

Les solontchaks vifs, fortement salés, caractérisent le Delta. Ils s'arrêtent à l'Est entre Richard-Toll et Dagana, plus précisément à la longitude 15°40′ W selon J. MAYMARD (1960). De cette limite jusqu'à Podor, « s'étend une zone de transition où des crypto-solontchaks alternent avec des sols hydromorphes. Plus en amont, les influences salines vont encore en s'atténuant ». Pour la zone de transition, J. MAYMARD (1960) évalue les sols hydromorphes à 73 % des superficies et les crypto-solontchaks à 27 % ; ces derniers couvriraient 315 km². *La présence de sels et de gypse dans les sols de la basse vallée, bien qu'en quantités relativement faibles, suggère que les épisodes marins ou lagunaires se sont encore manifestés en amont de Dagana, au moins jusque dans la région de Podor.*

Le sel incorporé dans les dépôts argileux ou sablo-limoneux évolue surtout en cycle fermé, à l'intérieur du profil. Cependant la crue annuelle, qui imbibe ces sols et dont une partie des eaux revient au fleuve, permet à la longue leur dessalement. La granulométrie du matériau favorise ou, au contraire, freine l'évacuation du sel : il est lessivé plus rapidement dans les sols sableux du lac Rkiz que dans les sols plus argileux de la basse vallée[8].

Des sols salins s'étendent également dans la ***basse vallée de la Gambie*** (fig. 58) *et témoignent de la montée des eaux marines au-dessus du niveau actuel à une époque récente.* Ces terrains salés et très dénudés sont seulement couverts par la crue ; les moins élevés subissent, en outre, l'action de la nappe phréatique salée. P. BONFILS et J. FAURE (1957-1958) ont analysé les sols du *Bao-Bolon,* ancienne vallée affluente de la basse Gambie, qui joue maintenant le rôle de défluent. Ces auteurs distinguent *trois types de sols,* suivant la durée de la submersion et l'importance de l'engorgement :

— *Les sols à engorgement total et permanent,* soumis à des phénomènes de capillarité à partir

1. La classification de ces sols a été reprise récemment par J. H. DURAND, qui a montré l'importance des sols salins acidifiés; ceux-ci présentent au moins un horizon à pH inférieur à 7.
2. J. MAYMARD, 1953, 1955, 1960.
3. J. TRICART, 1954 c, 1955 b.
4. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 c.
5. J. DUBOIS, 1954.
6. J. TRICART, 1955 b.
7. Appelé Dunkerquien.
8. J. MAYMARD, 1955.

de la nappe phréatique peu profonde ; ceux-ci maintiennent l'humidité dans tout le profil. Ce type de sol ne présente jamais d'efflorescences salines.
— *Les sols à engorgement total et temporaire,* qui connaissent un très fort dessèchement pendant six mois chaque année. Ils présentent alors une structure prismatique et des fentes de retrait profondes de 60 cm. L'évaporation en saison sèche favorise les phénomènes de remontée. *Les sels forment des efflorescences blanches en surface* et sur les parois des prismes d'argile. Ces terrains improductifs à efflorescences salines sont appelés ***tanne*** en langue vernaculaire.
— *Les sols à engorgement temporaire de profondeur.* Ils représentent un type intermédiaire entre les sols hydromorphes et les sols halomorphes. L'hydromorphie se caractérise par des fluctuations importantes de la nappe, d'une amplitude supérieure au mètre. Le lessivage oblique d'anciennes cuirasses ferrugineuses, à proximité de la dépression, provoque une concentration des hydroxydes de fer ; ils s'accumulent dans les horizons sableux sous forme de concrétions.

Les sols salins apparaissent aussi en Basse-Casamance entre les slikkes à mangroves et les sols beiges ou rouges du plateau[1]. Ils se développent en outre dans la *partie septentrionale du Sine-Saloum* (fig. 58), qui a fait l'objet d'une cartographie systématique au 1/100 000[2]. P. Bonfils et C. Charreau (1963) y ont établi une distinction des terrains — intéressante du point de vue géographique — en *tannes vifs* et *tannes herbus :* les premiers, fortement salés, correspondent à des hypersolontchaks ; les seconds, moyennement salés, à des solontchaks. Le tanne herbu s'est légèrement dessalé près de la surface grâce à la percolation des eaux de pluies ; il est colonisé progressivement par les herbes.

d. Les sols minéraux bruts et peu évolués, non climatiques

On les trouve d'abord à l'arrière du littoral, ourlé d'un épais cordon de dunes vives ou semi-fixées dans la partie nord-ouest du Delta du Sénégal et au Sud de l'embouchure du fleuve (fig. 58). Les *dunes vives* sont évidemment classées dans les *sols minéraux bruts* d'apports. Sur les *dunes semi-fixées* apparaît une mince couche de matière organique : ce sont des *sols jeunes, d'origine non climatique,* bien drainés[3]. Les dunes littorales isolent de la mer les cuvettes lacustres des niayes, blotties au milieu des anciennes dunes à sols dior[4]. Ces dépressions, inondées par les émergences de la nappe phréatique pendant une période plus ou moins longue, présentent des multiples nuances de sols hydromorphes[5]. Ceux des niayes méridionales, entre Mboro et le lac Tanma, ont été cartographiés par S. Pereira Barreto (1962) à l'échelle du 1/10 000 (fig. 56).

Ainsi la gamme des sols représentés dans les bassins du Sénégal et de la Gambie est très large ; elle va des sols minéraux bruts aux sols ferrallitiques, qui présentent une évolution poussée. A ces différents types de sols s'ajoutent encore les ***sols squelettiques*** et ***peu évolués,*** *non climatiques,* très fréquents dans les régions montagneuses des hauts bassins. *Ils s'étendent tantôt sur les affleurements de roche, tantôt sur les cuirasses latéritiques ou ferrugineuses plus ou moins démantelées, tantôt sur les colluvions récentes de blocs et de gravillons.* Les sols peu évolués gravillonnaires sur cuirasse sont très étendus dans le Centre-Est et Sud du territoire sénégalais (fig. 58). Ces sols se situent sur les grands plateaux de grès du Continental terminal à cuirasse subaffleurante (fig. 60).

Dans la Nature, les sols s'imbriquent souvent de telle manière qu'il faut les cartographier à l'échelle du 1/10 000 ou du 1/20 000 pour représenter à la fois les diverses catégories

1. Cf. au paragr. 1 b et c les sols ferrugineux tropicaux lessivés et les sols ferrallitiques faiblement désaturés.
2. La carte a été imprimée en 1963, mais sa notice n'a pas encore paru.
3. R. Maignien, 1961 a ; J. Maymard, 1960 ; S. Pereira Barreto, 1962.
4. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 b et fig. 34.
5. Selon C. Charreau, R. Fauck, 1965, le profil des sols à engorgement total et permanent comporte en surface un feutrage d'une dizaine de centimètres de matière végétale en décomposition, auquel fait suite en profondeur un horizon gris très riche en matière organique.

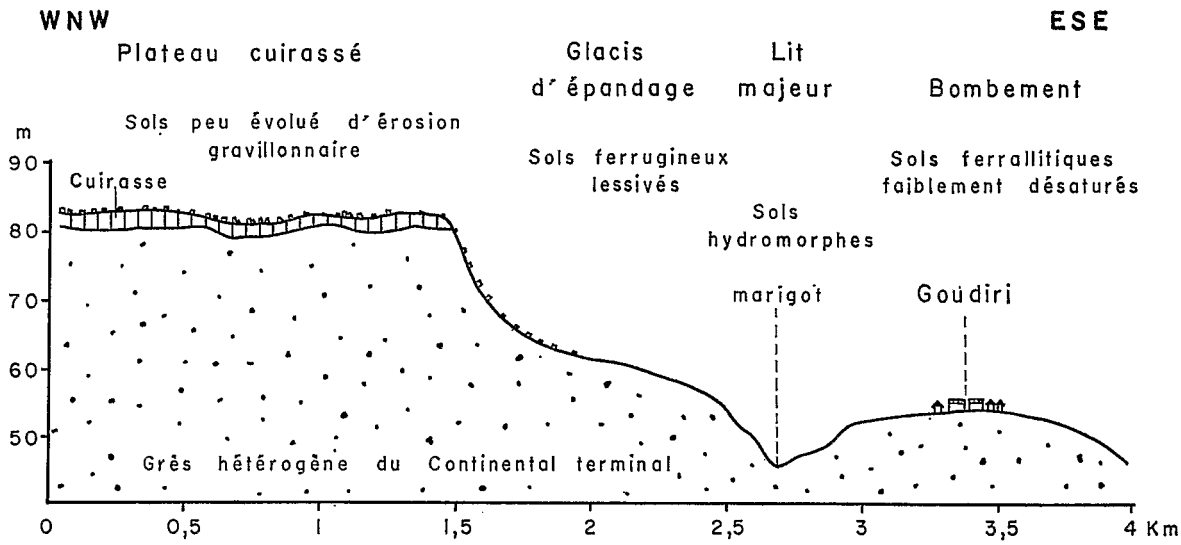


FIG. 60. — Toposéquence dans la région de Goudiri (Sénégal oriental), d'après J. C. LEPRUN (1967).

et leurs superficies exactes. Sur les cartes à échelle plus petite ils sont souvent regroupés en « association ». Certaines reconnaissances et les quelques levés systématiques, accomplis jusqu'à présent, nous permettent d'esquisser la répartition des différents types de sols dans le cadre de plusieurs régions naturelles et de préciser ainsi l'influence du modelé.

B. RELATIONS ENTRE LA GÉOMORPHOLOGIE ET LA PÉDOGENÈSE

Les études pédologiques détaillées montrent que les sols dépendent souvent de l'allure et des caractères intrinsèques du modelé — nature et constitution du relief, forme et valeur des pentes — ainsi que de son façonnement ancien et actuel. Le matériau intervient aussi pour introduire des différenciations et des nuances. Il s'agit généralement de formations superficielles meubles, dont l'origine très diverse est liée étroitement à la morphogenèse[1] ; par place elles ont été indurées en cuirasse par les sesquioxydes. L'évolution géomorphologique de la région constitue ainsi presque toujours le facteur primordial de l'agencement de cette mosaïque de sols, telle qu'elle apparaît sur les cartes pédologiques à grande échelle. Nous examinerons d'abord la vallée du Sénégal en aval de Bakel et des dépressions annexes, puis l'erg ancien du Cayor et les plateaux du Ferlo et de la Haute-Casamance.

1. LA VALLÉE DU SÉNÉGAL ET LA CUVETTE DU LAC RKIZ

Dans la ***vallée alluviale***, les différents types de sols définis par J. MAYMARD (1960) correspondent à des entités du microrelief que l'étude géomorphologique a permis de distinguer[2]. *Les sols à taches et concrétions, qualifiés maintenant de sols peu évolués hydromorphes*

1. Dans son étude sur les sols du Guidimaka, P. AUDRY, 1961, distingue à juste titre le « substrat géologique » et les « roches mères proprement dites ».
2. P. MICHEL, 1957 b, 1968 a.

(I.R.A.T., 1969), *se développent avant tout sur les anciennes levées, qui bordent aussi bien le cours actuel du fleuve que ses bras morts et défluents* (fig. 61). Les parties hautes, insubmersibles de nos jours, sont constituées de sable fin et limon de couleur claire. Dans les parties moins élevées, recouvertes par les crues fortes, le limon devient légèrement argileux et prend une teinte plus foncée. Ces légères différences de matériau ont permis la distinction de deux séries[1]. Les paysans toucouleur appellent ces terrains *fondé*, distinguant parmi eux, d'après la couleur, des *fondé blanc* ou *noir*.

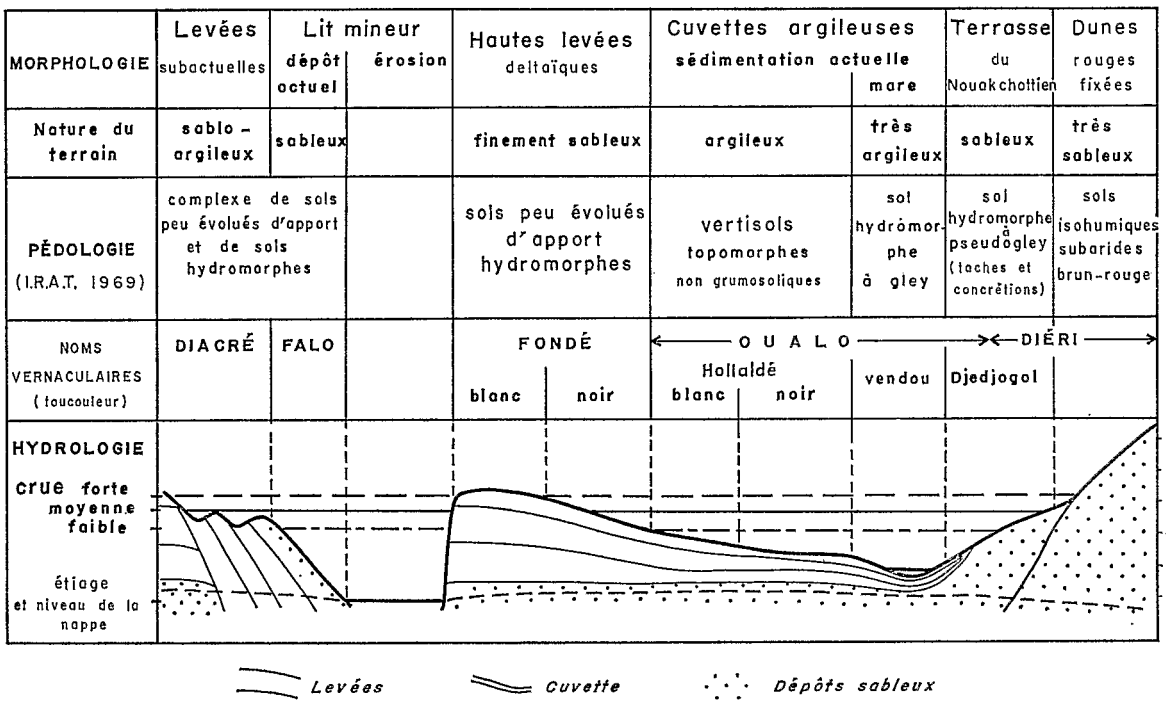


FIG. 61. — Coupe schématique de la basse vallée du Sénégal dans la région de Podor. Les relations entre le microrelief, la submersion et les sols.

Les limons de ces anciens bourrelets de berge reposent généralement sur des dépôts plus sableux, où le fer se répartit par taches. Dans la basse vallée leur profil se présente ainsi, selon J. MAYMARD (1960) :

0- 20 cm	Horizon gris avec passées ocre diffuses, sablo-argileux ; structure polyédrique assez développée.
20-120	Horizon à couleur brun-jaune clair, avec quelques passées grises ; petites concrétions noires ferro-manganésiques. L'horizon est durci dans sa partie inférieure ; les fentes de dessiccation sont très rares et toujours très étroites.
120-140	Banc d'argile grise, mouchetée d'ocre.
140 cm et plus	Sable blanc très fin, à taches ocre-rouille et brunes ; les dépôts de fer forment aussi des manchons autour des racines.

Les sols à taches et concrétions (pseudogley) s'observent, en outre, sur le liséré de terrasse sableuse, qui borde le plateau gréseux à cuirasse ferrugineuse au Sud de la basse vallée et ourle au Nord les avancées de « dunes rouges » du Trarza. Cette terrasse forme la transition entre le lit majeur, appelé *oualo*, et les terrains jamais atteints par les crues ou *diéri* en langue

1. Cf. J. MAYMARD, 1960.

peul (fig. 61). Les sols peu évolués et hydromorphes à pseudogley se retrouvent en amont de Kaédi à la bordure de la vallée sur des dépôts sableux partiellement inondés par les crues ; ceux-ci se situent légèrement en contrebas des glacis d'épandage du *diéri*[1].

Les vertisols topomorphes se localisent toujours dans les cuvettes argileuses submergées régulièrement par la crue. Les argiles de décantation forment le matériau d'origine. Elles sont compactes et « lourdes » dans les parties basses, plus sableuses en bordure au contact des levées ; ces terrains de transition portent souvent des sols hydromorphes à taches et concrétions (I.R.A.T., 1969). L'ensemble constitue les terres *hollaldé* (fig. 61) sur lesquelles les paysans de la vallée pratiquent la culture de décrue du sorgho.

Les argiles de décantation recouvrent les dépôts sableux de profondeur (fig. 61). Le contact des deux formations est généralement brutal. Les sables sont soumis aux fluctuations de la nappe phréatique, qui provoquent l'accumulation des sesquioxydes de fer en taches[2].

J. MAYMARD (1960) donne le profil suivant comme type de sol d'une cuvette argileuse[3] :

0-30 cm	Horizon brun foncé, humifère, sec, avec des fentes de dessiccation de 2 à 5 cm de large en surface, à peu près verticales ; elles permettent le débit par gros prismes.
30-80	Horizon brun-olive, argileux, humide, plastique, mais non collant.
80 cm et plus	Sable blanc ou à peine grisâtre, bariolé de larges taches ocre-rouille et moucheté de noir.

A 130 cm, niveau de la nappe phréatique le 21.6.1954.

Les inclusions de gypse, parfois de calcaire, se localisent généralement au contact de l'argile et de la formation sableuse sous-jacente.

Les *levées récentes*, qui se développent surtout à l'intérieur des boucles de méandres, enserrent des bas-fonds allongés, au terrain argileux. *Les sols peu évolués d'apport y alternent avec des sols hydromorphes à pseudogley* (fig. 61). Ce sont les terrains *diacré.*

Le ***lac du Rkiz***, qui constitue une annexe de la vallée du Sénégal[4], est ceinturé d'une bande de *sols hydromorphes*[5]. Celle-ci s'étire au pied des « dunes rouges » fixées ; très étroite au Nord-Est (300 m), elle atteint une largeur de 3 km à l'Ouest. Près de la rive sud-ouest s'allonge une terrasse, dont les *sols salés* sont soumis à une forte déflation éolienne. La nature de leurs sols indique qu'une transgression marine a atteint la cuvette du Rkiz par les interdunes qui la relient à la basse vallée du Sénégal. Des épandages de graviers recouvrent au Nord du lac des calcaires lacustres quaternaires[6]. Ils ont donné des *sols à profil complexe*[7].

Les sols de *deux petites cuvettes du Brakna*, le *lac de Mal* et la *tamourt Diélouar*[8], ont fait l'objet d'un levé à grande échelle[9]. Ces dépressions, qui correspondent à des élargissements du lit majeur de l'oued Savalel (fig. 56), sont bordées d'alignements dunaires et de glacis, dominés de buttes gréseuses du Continental terminal à chapeau ferrugineux (feuille Kaédi). Sur les glacis du pourtour se développent des régosols et des sols bruns à taches de profondeur, lorsque le substratum est recouvert de colluvions argileuses. Les dunes fixées portent des sols brun-rouge. Sur les alluvions se sont formés des « sols bruns, souvent tirsifiés ». Dans les parties basses, submergées plus ou moins longtemps par les crues, apparaissent des sols hydromorphes à pseudogley de surface. Cette catena diffère de celle du lac Rkiz par l'absence de sols salés et le développement des sols bruns.

1. P. MICHEL, 1957 b, 1968 a.
2. Cf. chap. II, A 1 b.
3. Ce profil se situe entre Dagana et Podor, à 8 km au Nord de Fanaye.
4. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 a.
5. J. MAYMARD, 1953, avec carte pédologique au 1/100 000.
6. P. ELOUARD, P. MICHEL, 1958 ; cf. 4e partie, chap. II, A 1 a.
7. J. MAYMARD, 1953.
8. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 b.
9. M. GAVAUD, 1960, cartes pédologiques au 1/10 000 et au 1/20 000.

2. L'ERG ANCIEN ET LE PLATEAU DU CONTINENTAL TERMINAL

a. Le Cayor

Le modelé de l'*ancien erg de « dunes rouges »*[1] a orienté la pédogenèse dans la région de Louga-Linguère. Ce massif dunaire a été plus ou moins oblitéré et porte maintenant une steppe à acacias[2] ; dans certains secteurs subsistent des alignements de dunes vigoureuses, comme au Nord-Ouest de Louga, mais le plus souvent les dunes ont été aplanies et les interdune colmatées par ruissellement. *Son modelé actuel commande le drainage interne des terrains.* D'après J. FAURE (1954) les sols se répartissent de la manière suivante dans la région de Louga :

— Sur sable en zone bien drainée se développent des sols ferrugineux tropicaux non lessivés (type *dior*) ; ils présentent un horizon humifère en surface et un horizon de profondeur, rougi par les oxydes de fer.
— Sur sable en zone mal drainée (dunes très aplaties) se sont formés des sols brun-rouge ou des sols bruns.
— Les interdunes et les dépressions sont occupées par des sols de colluvions bruns ou noirs, mal drainés ou même hydromorphes.

Par endroits apparaissent des calcaires ou des marnes, d'âge éocène ou quaternaire, recouverts d'une très faible épaisseur de sable. Ils ont donné naissance à des sols bruns calcaires, dont le profil est peu différencié.

P. AUDRY (1962) a étudié et cartographié au 1/20 000 les sols du Centre de recherches zootechniques de ***Dahra*** (fig. 56). Les terrains de cette station se situent au *contact de l'ancien erg et du plateau du Ferlo,* constitué de grès argileux du Continental terminal ; ces grès renferment souvent à faible profondeur une ancienne cuirasse ferrugineuse et sont couverts par place de calcaires lacustres du Quaternaire. Sur les dunes fixées, légèrement ondulées, apparaissent des sols brun-rouge. *Sur les sables remaniés du Continental terminal se développent des sols plus évolués,* qui appartiennent à la catégorie des sols ferrugineux tropicaux. La plupart montrent un *léger lessivage du fer.* Les calcaires lacustres se marquent à l'intérieur de ce domaine par des taches de sols bruns calcaires. Enfin le plateau de grès argileux est sillonné de nombreux bas-fonds à mares temporaires[3], occupés par des sols hydromorphes.

b. Le Ferlo méridional et oriental

Dans le ***Ferlo méridional,*** qui a fait l'objet d'une reconnaissance pédologique (fig. 56), *la géomorphologie influe aussi sur les caractères des sols et leur localisation,* bien que cette vaste région ne présente qu'un relief très mou de bas plateaux, entaillés par des vallées évasées, presque toujours sans écoulement. Ainsi S. PEREIRA BARRETO (1964) a distingué parmi les sols ferrugineux tropicaux — qui représentent le pédoclimax — principalement ceux formés sur matériau du Continental terminal, plus ou moins remanié, et ceux sur matériau colluvio-alluvial :

— Les premiers, beaucoup plus anciens, se développent *sur les plateaux.* Ils ont été, dans l'ensemble, fortement érodés et sont maintenant limités en profondeur par une cuirasse ou un niveau très gravillonnaire. Leur épaisseur ne dépasse pas 50 cm. Ces sols s'étendent sur de très vastes superficies. Dans la partie est, où les plateaux se relèvent progressivement, cette ancienne cuirasse devient subaffleurante et ne porte que des sols squelettiques (fig. 58).
— Les seconds se localisent *dans les entailles* plus ou moins digitées des vallées mortes du

1. J. TRICART, M. BROCHU, 1955.
2. Cf. 1re partie, chap. II, C 1 a.
3. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 a.

Ferlo et du Saloum supérieur ou dans celles de petits affluents de la Gambie. Ces sols plus récents sont à la fois plus jeunes et assez profonds, ce qui peut paraître contradictoire ; mais leurs horizons supérieurs n'ont pas été décapés par l'érosion.

Les sols sont peu lessivés dans la partie septentrionale, alors que plus au Sud ils ont subi un lessivage intense. En outre, des sols hydromorphes occupent des bas-fonds ou des zones planes mal drainées. Ils s'étirent notamment en bandes discontinues dans les parties basses de l'ancien réseau du Ferlo.

Plus récemment, J. C. LEPRUN (1967) a procédé à l'étude détaillée des sols des ***environs de Goudiri,*** entre Tambacounda et Kidira (fig. 56) ; cette localité se situe près de la branche septentrionale du Niéri-Ko, affluent de droite de la Gambie (pl. I). Dans cette région, le plateau de grès du Continental terminal cuirassé s'élève à une altitude de 80 m (fig. 60). Les entailles du réseau hydrographique l'ont festonné et découpé en grandes buttes. Au bas de leurs versants, de forme généralement concave, s'étendent des glacis d'épandage qui se terminent auprès du lit majeur des marigots.

Les plateaux tabulaires portent des sols peu évolués d'érosion, dont le matériel gravillonnaire correspond au démantèlement de la cuirasse (fig. 60). Les sols actuels de la cuvette de Goudiri sont issus des matériaux plus ou moins ferrallitiques d'apport, polyphasés, provenant d'un grès unique. A l'uniformisation originelle s'est substituée, par évolution pédologique, *une différenciation due à la topographie.* Sur les matériaux ferrallitiques se sont développés des sols ferrugineux en équilibre avec le climat actuel, plus sec. Les versants concaves portent des sols peu évolués d'apport « à faciès ferrugineux ». Sur les glacis se sont formés des sols ferrugineux tropicaux lessivés. Mais sur des bombements convexes, en discontinuité avec la topographie générale et de ce fait soustraits à l'évolution actuelle, on trouve localement des sols ferrallitiques faiblement désaturés, qui gardent les caractères du matériau originel (fig. 60).

c. La basse Gambie et la Casamance

L'évolution géomorphologique et les formes du modelé apparaissent également comme les principaux facteurs de la répartition des sols en basse Gambie et en Casamance. Ces régions présentent de vastes plateaux de grès du Continental terminal, doucement inclinés, et des glacis partiellement couverts de colluvions le long des entailles des principales rivières, Gambie, Koulountou, Kayanga et Casamance. *L'ancienneté du relief et la valeur des pentes, qui oriente le drainage, y ont joué un grand rôle dans la pédogenèse.* Parfois se sont formés des sols rouges ferrallitiques faiblement désaturés, le plus souvent des sols ferrugineux tropicaux beiges, plus ou moins lessivés. La plupart de ces sols sont anciens et bien évolués.

Comment se répartissent les différents types de sols que nous avons distingués précédemment[1] ? J. DUBOIS (1948) avait remarqué au cours d'une première reconnaissance que les sols beiges sont situés topographiquement plus bas que les sols rouges. R. FAUCK (1955) a précisé ensuite leur distribution dans la région de Sédhiou en Moyenne-Casamance :

— Les *sols rouges* typiques sont localisés sur les lignes de crête et sur des petits plateaux bien drainés. Sur les pentes, ces sols sont plus ou moins tronqués[2].
— Les *sols beiges* apparaissent sur les plateaux centraux mal drainés. Ils se développent sur les pentes, surtout lorsqu'elles sont supérieures à 1 %.

Les études pédologiques ultérieures en Haute-Casamance[3] ont montré que les sols rouges s'étendent aussi sur les glacis sableux en bordure des vallées de la Gambie et de la Koulountou. La nature ferrallitique du matériau gréseux originel et la pente du glacis, qui assurent un bon drainage, semblent expliquer cette position. Ces terrains se situent en contre-

1. Cf. paragr. A 1 b et c.
2. Cette observation prouve qu'ils sont inactuels.
3. R. FAUCK, J. F. TURENNE, J. F. VIZIER, 1963.

bas du plateau couvert d'une ancienne cuirasse ferrugineuse, très indentée par les entailles de petits affluents de la Gambie ou de la Koulountou. Sur le plateau existent quelques taches de sols rouges, au-dessus de cette vieille cuirasse[1]. Ailleurs s'étendent des sols ferrugineux plus ou moins lessivés. Le levé pédologique au 1/200 000 a aussi permis de préciser leurs positions[2].

Les sols ferrugineux tropicaux lessivés à taches diffuses se situent sur des glacis sablo-argileux ou argilo-sableux, au-dessus du lit majeur des petits cours d'eau ; les terrains ont toujours une pente assez faible (1 à 2 %) mais suffisante pour assurer un drainage externe correct. Ces sols à taches diffuses, les moins évolués parmi les sols ferrugineux tropicaux lessivés, se localisent donc sur des modelés relativement récents, où les eaux s'écoulent dans de bonnes conditions. Ceux qui présentent des taches bien délimitées apparaissent sur les plateaux ou à leur bordure, sur des pentes très faibles (0,5 à 1 %).

Les sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions sont les plus étendus en Haute-Casamance. Ils couvrent la majeure partie des plateaux, où ils se développent généralement sur des terrains bien plats. Les sols lessivés et indurés se situent aussi sur les plateaux, le plus souvent à proximité de vieilles cuirasses. Leur niveau d'accumulation du fer en profondeur présente le faciès d'une carapace[3]. Ainsi, *sur les formes anciennes du modelé, l'évolution des sols ferrugineux tropicaux a atteint par place son terme ultime, l'induration progressive des matériaux meubles par les sesquioxydes*[4]. Les anciennes cuirasses de nappe affleurent à la bordure des plateaux, notamment au-dessus des entailles de la Koulountou et de la Gambie ; elles portent des sols squelettiques ou des sols bruts d'érosion. A une certaine distance du rebord, les cuirasses sont couvertes de colluvions sur lesquelles se sont formés des sols ferrugineux tropicaux lessivés peu différenciés.

Au milieu des plateaux de Haute-Casamance s'étend une vaste cuvette de forme circulaire, dont le centre se trouve à une quinzaine de kilomètres au Sud de Vélingara (fig. 58). Cette *cuvette de l'Anambé* s'individualise nettement sur la carte pédologique[5] : *des sols hydromorphes à engorgement temporaires de surface ou de profondeur forment plusieurs auréoles.* Dans sa partie centrale elle présente à la fois des sols hydromorphes à gley de profondeur et des vertisols topomorphes ; sur ces derniers s'éparpillent des nodules calcaires et des gravillons ferrugineux.

En Basse-Casamance et de part et d'autre de l'estuaire de la Gambie, les sols rouges faiblement ferrallitiques domineraient très largement sur les plateaux d'après les reconnaissances de R. Maignien (1961 c). Entre les plateaux et les sols salins ou hydromorphes des tannes et des vasières à mangrove s'intercale souvent un liséré de *terrasse sableuse.* Les profils des dépôts de sable, parfois assez argileux, montrent des accumulations de fer en profondeur : les oxydes de fer forment des taches bien délimitées, plus rarement des concrétions, et donnent des teintes bariolées à cet horizon. Ce sont des sols hydromorphes, mais leur hydromorphie semble correspondre à un niveau légèrement plus élevé de la nappe lors du maximum de la dernière transgression[6].

3. LES RÉGIONS A GLACIS ET A INSELBERGS

Le rôle du relief sur la pédogenèse ressort encore mieux dans les régions plus accidentées des hauts bassins. Celles-ci ont connu une évolution géomorphologique complexe, que nous examinerons ultérieurement[7]. Certaines parties du modelé évoluent encore de nos jours ou

1. Celle-ci correspond à un ancien niveau statique de la nappe ; cf. chap. II, A 1.
2. R. Fauck, J. F. Turenne, J. F. Vizier, 1963.
3. Pour la définition de ce terme, cf. chap. II, B 3.
4. Cf. ci-devant les sols zonaux, paragr. b.
5. *In* R. Fauck, J. Turenne, J. Vizier, 1963.
6. Renseignement oral de J. Vieillefon.
7. Dans les 3e et 4e parties de ce travail.

subissent des retouches, comme par exemple les vastes glacis à pente faible des domaines sahélien et nord-soudanien, où en saison des pluies les écoulements par petits filets d'eau décapent les terrains meubles à l'amont et accumulent les éléments fins vers l'aval. Aussi ces régions présentent-elles *une gamme très variée de sols sur des distances très faibles.* Des sols minéraux bruts et des sols jeunes, peu évolués, se juxtaposent aux divers types de sols climaciques, dont l'évolution est plus ou moins avancée. En outre d'anciens sols souvent tronqués subsistent par endroits. Leur importance respective et leur répartition varient évidemment d'une région à l'autre. Nous examinerons, du Nord au Sud, le Guidimaka dans le Sud-Ouest de la Mauritanie, puis les formations birrimiennes et paléozoïques du Sénégal oriental.

a. Le Guidimaka

Cette région s'étend de la vallée du Sénégal au cours inférieur du Karakoro et englobe l'extrémité méridionale du plateau de l'Assaba (pl. I) ; elle se situe au contact des domaines sahélien et nord-soudanien[1]. Ses sols ont fait l'objet d'une étude systématique et d'un levé cartographique[2] au 1/200 000 (fig. 56) ; d'après P. AUDRY (1961) ils se répartissent principalement en : sols minéraux bruts, sols jeunes d'apport, sols subarides et sols ferrugineux tropicaux non lessivés.

Les *sols minéraux bruts,* toujours d'origine non climatique, résultent du décapement d'anciens sols par l'érosion ou bien d'un apport de matériaux non évolués. Les sols bruts d'érosion (lithosols) s'étendent sur tout le plateau gréseux de l'Assaba, sur les buttes et crêtes appalachiennes de l'avant-pays et sur quelques restes de glacis cuirassés. Les sols bruts d'apport se limitent aux colluvions de versants et de glacis ; ils n'ont pas pu être distingués des lithosols dans la cartographie à l'échelle du 1/200 000.

Les ***sols jeunes*** caractérisent d'abord les *alluvions récentes,* sableuses ou argilo-sableuses, des lits majeurs du Sénégal, du Karakoro et des principaux oueds ; ils passent localement à des sols hydromorphes, localisés dans les parties basses des vallées, au terrain plus argileux. Mais ces sols jeunes s'étendent aussi largement sur les *interfluves* et couvrent même la majeure partie des terrains[3]. Il s'agit soit de sols très peu épais, rajeunis par l'érosion (rankers d'érosion), soit de sols caractérisés par la jeunesse du matériau récemment mis en place ou remanié (sols jeunes d'apport). Dans ces sols à profil A C, l'horizon organique repose directement sur la roche mère (fig. 57, n° 1). Des phénomènes d'hydromorphie se superposent souvent à leurs caractères de jeunesse[4].

Les sols jeunes mal drainés, à horizon d'engorgement superficiel durci, apparaissent sur les nappes d'épandage argilo-sableux des glacis. Ils passent par endroits aux rankers lithosoliques, peu épais et très caillouteux ; ces derniers présentent un mince horizon organique sur des matériaux en cours d'altération. Les matériaux de colluvionnement, qui donnent naissance à ces divers sols, sont « trop jeunes pour que les processus pédoclimatiques aient eu le temps de s'exprimer » (P. AUDRY, 1961, p. 68). Mais il se produit une certaine évolution vers les sols subarides au Nord et vers les sols ferrugineux tropicaux au Sud[5]. En conséquence, les vastes zones à glacis du Guidimaka ont été cartographiées comme des complexes de sols jeunes, associés à des lithosols et à des sols climaciques.

Les ***sols subarides tropicaux*** sont représentés à la fois par des sols bruns et des sols brun-rouge. Les premiers se développent surtout sur matériau argilo-sableux, de décomposition de schistes souvent gréseux (fig. 57, n° 9). Ils forment plusieurs grandes taches au pied

1. Cette province historique forme maintenant une circonscription administrative (cercle) de la République islamique de Mauritanie.
2. Effectué par P. AUDRY et S. PEREIRA BARRETO, *in* P. AUDRY, 1961.
3. P. AUDRY, 1961.
4. P. AUDRY rappelle à ce propos que l'hydromorphie est le processus pédologique qui marque son empreinte le plus rapidement sur les profils.
5. Notons que d'après R. MAIGNIEN, 1959, « on peut estimer à plusieurs millénaires, la période nécessaire à l'évolution climatique d'un sol subaride ».

du rebord occidental de l'Assaba. Le facteur roche mère oriente avant tout l'évolution vers les sols bruns et masque souvent l'action du climat ; ainsi, dans la partie méridionale du Guidimaka, des sols bruns sur schistes apparaissent par endroits à proximité des sols ferrugineux tropicaux formés sur sable.

Les *sols brun-rouge* s'étendent dans la partie nord-est de la région, *sur le matériau sableux des anciennes « dunes rouges »*, qui s'alignent à la bordure orientale de l'Assaba. Une coupe perpendiculaire à l'axe de la dune montre la *toposéquence* habituelle[1] : sol brun-rouge au sommet et sur le flanc de la dune ; sol brun sur la basse pente, avec passage à des sols hydromorphes dans l'interdune ou à la limite de la vallée du Karakoro (fig. 59). Plus au Nord, dans les environs de Kankossa (fig. 56), les sols brun-rouge sur dunes fixées ou remblais alluviaux inactuels prédominent toujours ; à la base des ondulations apparaît aussi un liséré de sols bruns. De petites concrétions ferrugineuses sur des sols très érodés ont été observées localement. R. MAIGNIEN (1955, p. 10) indique qu'il s'agit probablement d'anciens sols ferrugineux tropicaux lessivés, dont l'horizon d'accumulation a été amené en surface.

Au Guidimaka, *les* ***sols ferrugineux tropicaux*** *n'existent que dans la partie méridionale.* Ils sont généralement non lessivés et se développent sur produits sableux (fig. 57, n° 4). Un début de lessivage de l'argile s'observe parfois. Sur matériau plus argileux et dans les dépressions à drainage déficient, ces sols sont moins bien définis et fréquemment compliqués par l'apparition de phénomènes d'hydromorphie. P. AUDRY (1961, p. 137) précise que « la répartition des sols ferrugineux tropicaux en grandes plages bien individualisées correspond à celle des matériaux dont la mise en place est plus ou moins ancienne ». Nous verrons ultérieurement[2] qu'ils se sont formés surtout sur les *épais remblais alluviaux*, sableux ou sablo-argileux, qui bordent le lit majeur du Karakoro, ainsi qu'un certain nombre d'oueds, affluents du Sénégal ou du Karakoro ; les principales taches cartographiées se situent le long de cette rivière et au Sud-Est de Sélibabi.

b. Le Sénégal oriental

Cet ensemble hétérogène au point de vue géologique se place entièrement dans le domaine soudanien et confine vers le Sud au domaine soudano-guinéen (fig. 41). Une reconnaissance pédologique en 1963 a permis de définir et de délimiter les principales catégories de sols, qui sont figurées sur la carte pédologique du Sénégal au 1/1 000 000, dressée par R. MAIGNIEN (1965). Puis les recherches sur le terrain ont été poursuivies par A. CHAUVEL (1967), B. KALOGA (1966 a) et S. PEREIRA BARRETO (1966). Elles ont abouti au lever cartographique à l'échelle du 1/200 000 (fig. 56) ; chaque feuille est accompagnée d'une importante notice explicative.

Il ressort de ces travaux que *le trait essentiel réside dans l'opposition entre les sols squelettiques sur cuirasses ferrallitiques ou ferrugineuses et les sols jeunes ou évolués sur colluvions ou altérites restées meubles.* Les cuirasses représentent d'anciens sols climaciques très évolués et tronqués par l'érosion. Leur fragmentation à la surface ou sur les rebords[3] donne naissance aux ***sols squelettiques.*** Ceux-ci s'étendent aussi bien sur les petits bowé des hautes buttes tabulaires des Monts Bassari ou de la boucle de la Gambie, que sur les vastes glacis cuirassés (fig. 62). Ils englobent, en outre, les terrains couverts d'éboulis de cuirasse. Ces sols squelettiques, liés directement à l'évolution géomorphologique de la région, constituent d'innombrables taches de superficie et de forme très variables.

Parmi les autres sols dominent ***sols ferrugineux tropicaux lessivés*** *qui se trouvent ici dans leur pédoclimax.* Mais leurs caractères varient souvent en fonction de la lithologie du substratum ou des recouvrements colluvionnaires et aussi selon les formes et la jeunesse du modelé. Ils passent en beaucoup d'endroits aux sols hydromorphes localisés dans les

1. P. AUDRY, 1961 ; P. AUDRY, Ch. ROSSETTI, 1962.
2. 5e partie, chap. I, C 1.
3. Cf. chap. II, C 2 et fig. 55 b.

parties basses du relief, à drainage déficient. Ainsi *plusieurs « **associations** » de sols ont été définies; elles sont indiquées sur la figure 58* (n° 9, **I** à **V**).

La première d'entre elles (**I**) caractérise les terrains légèrement valonnés du batholite granitique de Saraya[1], entre la boucle de la Gambie et la Falémé. Elle comprend des *sols ferrugineux tropicaux lessivés à taches et concrétions* et des *sols hydromorphes* sur colluvions sablo-argileux des bas-fonds. De part et d'autre de ce grand batholite de granite syncinématique et vers le Nord-Ouest, sur la moyenne Falémé (**II**), se développent des *sols ferrugineux tropicaux très lessivés, à carapace ferrugineuse de profondeur* (fig. 57, n° 12). Ils se sont formés sur les vastes glacis, qui ceinturent des hauteurs cuirassées et recoupent le plus souvent des schistes birrimiens, ailleurs des métabasites ou des granites. Le modelé de glacis, s'ajoutant à la richesse en fer des roches et à la fréquence d'anciennes cuirasses, permet d'expliquer l'évolution très poussée de ces sols. De part et d'autre de la basse Falémé apparaissent des *sols halomorphes, à alcalis non lessivés*, d'après les études de B. KALOGA (1966 a) et S. PEREIRA BARRETO (1966). Ils se sont formés sur les pélites et schistes du Cambrien moyen[2] et alternent souvent avec des *vertisols* (**III**). Ils s'étendent sur les surfaces planes des glacis récents, non cuirassés, qui se raccordent par une pente extrêmement faible au lit majeur de la Falémé.

Une autre association de sols (**IV**) se développe dans la partie occidentale sur les formations paléozoïques constituées principalement de grès et de pélites, avec des intercalations de jaspes, et de niveaux de quartzites vers le Nord. De nombreux lambeaux de glacis cuirassés y subsistent. Les colluvions, qui couvrent de vastes superficies, portent des *sols ferrugineux peu différenciés à taches;* ailleurs s'observent des *sols hydromorphes à pseudogley* d'ensemble. Le matériel essentiellement siliceux et peut-être la jeunesse des colluvions semblent responsables du degré d'évolution plus faible de ces sols ferrugineux.

Une dernière association de sols (**V**) correspond aux *reliefs de roches basiques* et à leur pourtour. Ces reliefs, constitués de métabasites birrimiennes et de dolérites paléozoïques, s'élèvent dans la boucle de la Gambie et au Nord-Est du fleuve ; plus à l'Ouest, les schistes verts de la série Bassari forment un chapelet de grandes buttes (fig. 58). L'association de sols comprend : des *sols squelettiques* sur les cuirasses latéritiques en voie de démantèlement au sommet des hauteurs ; des *sols peu évolués* d'érosion ou d'apport (éboulis) sur les versants; des *vertisols* et des *sols hydromorphes* sur les basses pentes et dans les dépressions. Un glacis couvert d'une cuirasse ferrugineuse s'étale quelquefois au pied des reliefs, mais le plus souvent ils sont entourés d'une dépression plus ou moins circulaire[3]. Dans cette toposéquence les sols peu évolués de versant ou de bas de pente se juxtaposent aux vieilles cuirasses des surfaces planes ou faiblement inclinées.

Les sols peu évolués ont généralement pris naissance sur des colluvions. Ils peuvent présenter des variantes multiples selon les formes des versants. Prenons comme exemple le versant oriental du *petit massif de Bandafassi*, situé à une dizaine de kilomètres à l'Ouest de Kédougou[4]. Le relief est constitué de *sills de dolérites, qui recouvrent les schistes birrimiens* (fig. 62). Le versant rectiligne, d'une pente moyenne de 40°, présente un petit replat dans sa partie supérieure ; il s'adoucit progressivement à la base pour se raccorder par une petite section concave à un glacis cuirassé. Tout le versant est couvert d'une couche continue d'éboulis de dolérites, qui masquent les schistes sous-jacents. Les blocs, de tailles très variables, forment un pavage de surface. En profondeur ils se sont décomposés en argile ; mais celle-ci contient encore quelques fragments de roche saine. Le replat et le bas versant en pente très douce portent des *vertisols* (fig. 62) à larges fentes de retrait et à structure prismatique[5] ; les profils

1. Cf. 1re partie, chap. I, A 2.
2. Ces sols sont déterminés par la richesse du complexe absorbant d'au moins un de leurs horizons en sodium échangeable d'origine pétrographique.
3. Cf. chap. II, C 3 et fig. 55 c.
4. Il est représenté sur la fig. 153.
5. Nous avons pu observer les profils de ces sols au cours d'une tournée commune avec plusieurs pédologues de l'O.R.S.T.O.M. en mars 1964.

à la base du versant renferment de grands nodules calcaires. Par contre, sur la majeure partie du versant, à pente forte, s'est formé un *sol brun eutrophe* grâce au drainage interne nettement meilleur[1].

La *vallée de la Gambie* brise la continuité de ces différentes associations de sols. Elle forme une dernière entité pédologique. Le long de son lit mineur s'étire une bande plus ou moins large de *sols hydromorphes*. Ils se situent presque toujours sur des alluvions anciennes[2] et se caractérisent par une hydromorphie subactuelle et la présence de pseudogley en profondeur.

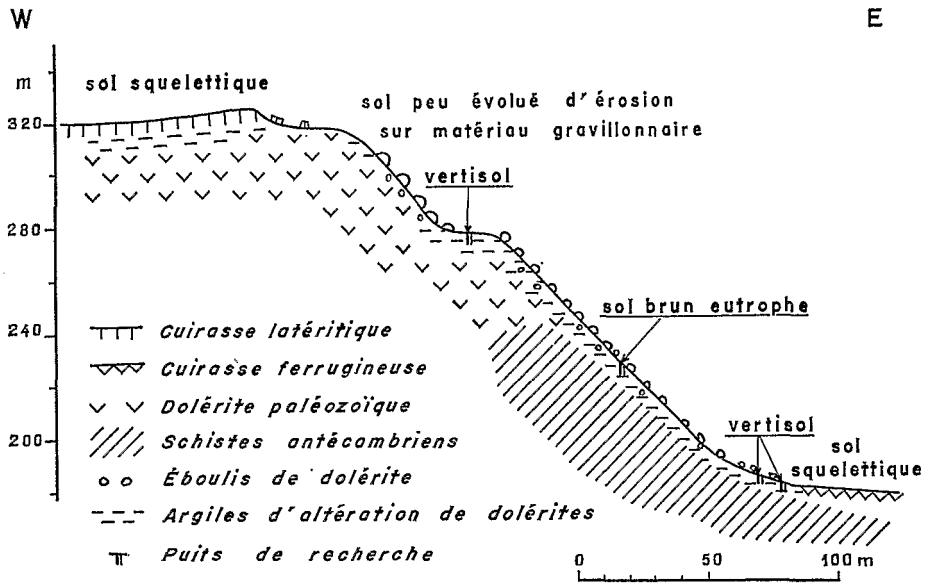


FIG. 62. — Répartition des sols sur le massif de Bandafassi (Sénégal oriental), d'après les travaux de l'O.R.S.T.O.M.

4. LES RELIEFS DU FOUTA DJALON CENTRAL

Le contraste entre les sols squelettiques sur les vieilles cuirasses et les sols peu évolués de pente et de bas-fonds s'accentue encore dans les régions montagneuses du Fouta Djalon. *Les lithosols et sols squelettiques y prennent une grande extension.* Le levé pédologique au 1/100 000 de la région de Dalaba (fig. 56) par S. PEREIRA BARRETO (1963) montre la répartition des principaux types de sols dans un des massifs centraux de cet ensemble de montagnes[3]. Cette carte révèle toute l'étendue des sols squelettiques et lithosols : ils s'étendent sur environ 85 % de la superficie totale ! *Plusieurs catégories ont été distinguées :* lithosols sur affleurement de roche, sur cuirasse affleurantes ; sols très squelettiques sur cuirasse à mince recouvrement de débris, sur éboulis de cuirasse ; sols très gravillonnaires plus ou moins caillouteux et rares affleurements de cuirasse, etc. L'étagement des ***hauts bowé*** — avec des colluvions et, par endroits, des cuirasses de versants entre les différents niveaux — détermine la répartition dans le paysage de ces divers ensembles de sols squelettiques et lithosols. Les cuirasses latéri-

1. R. MAIGNIEN, 1963, a précisé dans une mise au point les caractères des sols bruns eutrophes. Ceux-ci se développent essentiellement sur des roches riches en minéraux alcalino-terreux. Ils sont toujours en position de bon drainage externe et interne. La faible épaisseur des profils et le développement réduit des horizons signalent des sols jeunes. Dans un concept dynamique, ces sols se situent toujours en tête d'une évolution. Ils ne caractérisent pas des pédoclimax.
2. P. MICHEL, 1959 a, 1963 b.
3. Cf. Introduction, A 2 a.

tiques sont masquées localement, dans les parties déprimées du bowal, par de minces recouvrements de limon et d'argile sur lesquels se sont formés des sols hydromorphes peu profonds.

La plupart des ***versants*** sont jonchés d'éboulis de cuirasse. Or comme ces débris, constitués uniquement de sesquioxydes de fer et d'alumine, sont rebelles à toute altération, ils ne se réduisent qu'à la longue, par fragmentation, en un matériel gravillonnaire. *Les sols d'éboulis de cuirasse sur pentes* occupent par exemple 80 % de la superficie du secteur pilote des sources du Bafing, d'après P. BONFILS (1951). Les versants couverts de colluvions constitués principalement de débris de roches, dolérite ou grès, sont peu étendus. Ils portent des *sols ferrallitiques jeunes:* sols rouges sur les argiles d'altération des boules de dolérite ; sols beiges ou jaunes sur les sables de désagrégation des blocs de grès et grès quartzites. Outre le facteur lithologique, la pente peut aussi influencer la répartition des deux types de sols : les sols beiges s'étendent généralement sur des surfaces planes ou à pente faible, inférieure à 15 %[1] ; ils relaient parfois les sols rouges à la base des versants (fig. 39 b). Puisque ces sols n'occupent que des superficies très limitées, ils ont été cartographiés le plus souvent comme un « complexe » de sols ferrallitiques et de sols squelettiques.

Ces reliefs enserrent des ***vallons*** et localement de ***petits bassins***, remplis de matériau fin, argilo-limoneux, « d'origine colluviale, avec probablement une légère reprise alluviale » selon R. MAIGNIEN (1953). La pédogenèse de ces « sols de plaine » est marquée par l'insuffisance du drainage interne ; aussi rentrent-ils dans la classe des *sols hydromorphes*. S. PEREIRA BARRETO (1963) a distingué parmi eux les sols hydromorphes sur alluvions fluviatiles et ceux sur remblai colluvio-alluvial. Mais chaque type n'est représenté que par une seule tache de faible dimension sur la carte pédologique de Dalaba au 1/100 000 : celle qui figure le premier type s'étire le long du Bafing, en aval de Soumbalako ; l'autre entoure le village Porédaka.

Ainsi la plupart des régions des bassins du Sénégal et de la Gambie présentent un assemblage hétéroclite de sols zonaux, de sols peu évolués et d'anciens sols indurés, dont les parties supérieures meubles ont été déblayées par l'érosion. Certains sols, apparemment climaciques, se sont formés en réalité sous un climat différent de l'actuel. Leur profil peut subsister tel quel ou être partiellement érodé. Parfois les actions successives de plusieurs milieux bioclimatiques se superposent et donnent des profils complexes. Ceux-ci présentent un grand intérêt pour le géomorphologue.

C. L'IMPORTANCE DES PALÉOSOLS

Lors des premières reconnaissances pédologiques au Sénégal en 1946-1948, J. DUBOIS (1948) notait déjà les répercussions sur la pédogenèse « des changements climatiques importants, depuis la fin du Tertiaire jusqu'à nos jours ». Depuis cette date, les études, tant sur le terrain qu'en laboratoire, ont démontré que certains sols sont en déséquilibre avec les conditions climatiques actuelles. Ainsi R. MAIGNIEN (1961 c) a pu affirmer que les sols rouges de la Basse-Gambie et de la Casamance se sont élaborés au cours d'une période un peu plus humide que l'actuelle ; la pluviométrie annuelle aurait diminué depuis lors de 150 à 200 mm.

*Les **sols brun-rouge** des dunes fixées du Trarza et du Brakna,* à la bordure septentrionale de la basse vallée du Sénégal, témoignent aussi d'*une pédogenèse sous climat moins sec que l'actuel.* J. TRICART et M. BROCHU ont montré, dès 1955, que le matériel sableux de cet ancien erg a subi une rubéfaction. Elle résulte à la fois d'une individualisation très nette du fer et d'une légère migration en profondeur, qui ne se produisent plus aujourd'hui dans cette

1. R. MAIGNIEN, 1953 ; S. PEREIRA BARRETO, 1963.

région située à la limite des zones sahélienne et subdésertique. M. GAVAUD (1960) a précisé ensuite, par ses études pédologiques au Brakna, que les ergs bien fixés portent des sols brun-rouge ; par contre, sur les remaniements éoliens plus récents se sont formés des sols bruns. Cette observation montre que la rubéfaction est inactuelle.

Ces anciens sols colorés par les oxydes de fer s'observent même dans des régions encore plus sèches. Des sols très peu évolués, caractéristiques des régions arides, les recouvrent parfois. P. AUDRY[1] a, par exemple, remarqué sur la partie septentrionale du Dhar Néma un sol gris désertique montrant une rubéfaction en profondeur ; ce niveau représente un ancien sol brun-rouge ou ferrugineux non lessivé. *Même dans le désert intégral de la Majâbat al-Koubrâ, les anciennes dunes ont été colorées par les imprégnations ferrugineuses*[2]. A la suite des observations faites dans diverses régions sahéliennes et subdésertiques G. AUBERT (1962, p. 129) a pu écrire : « Dans le Sud-Mauritanien la couleur rouge des sols, d'abord attribuée à l'effet des conditions actuelles d'évolution (...) est apparue finalement comme la trace d'un climat passé un peu plus humide »[3].

*Des **sols ferrugineux tropicaux**, plus ou moins lessivés, existent localement en zone sahélienne*, dans des régions éloignées de l'océan où les influences maritimes n'ont pas joué[4]. P. AUDRY (1961, p. 86-90) a décrit dans son étude pédologique du Guidimaka un sol peu évolué mais qui présente une forte rubéfaction sur l'ensemble du profil et de nombreuses concrétions d'oxydes de fer entre 20 cm et 90 cm de profondeur. Le profil étudié se situe sur un plateau subhorizontal, à une vingtaine de kilomètres du rebord ouest de l'Assaba. Des blocs de cuirasse et des quartz roulés s'éparpillent à sa surface. Ces sols développés sur matériaux sablo-argileux « avec des phénomènes de steppisation peu exprimés et une rubéfaction générale » (p. 89) sont interprétés comme d'anciens sols ferrugineux tropicaux partiellement érodés ; l'horizon d'accumulation ferrugineuse est amené près de la surface. L'éparpillement de petites concrétions ferrugineuses sur des terrains soumis à une certaine ablation, dans les environs de Kankossa, indique aussi la présence d'anciens sols ferrugineux tropicaux lessivés[5]. Ils n'ont pu se former que dans un pédoclimax nettement plus humide que l'actuel.

Même d'anciennes dunes portent des sols ferrugineux tropicaux lessivés en région sahélienne. Lors d'une tournée commune dans la basse vallée du Sénégal et le Ferlo septentrional, M. GAVAUD (1967 a) a identifié *deux types de sols sur l'ancien erg*, qui correspondent à deux formations dunaires, grands cordons longitudinaux NE-SW et système de dunes basses :

— Sur les *cordons longitudinaux* se sont formés des *sols brun-rouge subarides*, caractérisés par un matériau sableux à bon drainage interne (fig. 61). Ils ne présentent presque jamais de variation structurale appréciable.
— Sur les *dunes basses* se sont élaborés des *sols de type ferrugineux lessivés*, maintenus dans le domaine sud-sahélien. Ils sont caractérisés par la présence d'un horizon B textural qui ralentit sensiblement leur drainage. Leurs horizons supérieurs A, riches en sables fins, déterminent fréquemment des phénomènes de battance.

*L'extension de **cuirasses ferrugineuses** en pleine zone sahélienne témoigne de périodes humides beaucoup plus longues, responsables d'une migration importante des sesquioxydes de fer.* Ces cuirasses sont venues en affleurement ou se situent à faible profondeur sous un mince revêtement colluvial. Elles couvrent de vastes surfaces du Ferlo[6] et coiffent les hauteurs qui s'égrènent sur la rive mauritanienne du fleuve Sénégal entre Maghama et Bogué[7]. A certains

1. *In* P. AUDRY, Ch. ROSSETTI, 1962.
2. Cf. Th. MONOD, 1958.
3. W. KUBIENA, 1957, notait déjà (p. 58) : « Sämtliche roten Bodenbildungen in der Wüste sind Relikte oder freigelegte fossile Bodenhorizonte. »
4. Cf. paragr. A 1 a.
5. *In* R. MAIGNIEN, 1955.
6. Cf. feuille Matam et la carte géotechnique au 1/500 000, feuilles NW et NE, *in* A. CORNET, 1964.
7. Feuilles Sélibabi, Matam, Kaédi.

endroits les indurations ferrugineuses s'étagent en plusieurs niveaux. Elles sont bien développées sur les formations du Continental terminal, dont le matériel détritique contient toujours des oxydes de fer (fig. 50). Mais des témoins subsistent aussi sur les grès quartzeux, très pauvres en fer, du plateau de l'Assaba. Comme l'a noté R. Fauck (1963, p. 397), la présence de ces cuirasses « s'explique par l'existence ancienne de sols ferrugineux lessivés, qui s'étaient formés sous un climat différent, nettement plus humide ».

Par ailleurs, d'*anciens* ***sols ferrallitiques*** *tronqués* existent au-delà des domaines guinéen et soudano-guinéen. Puisqu'ils sont très lessivés et indurés, leur cuirasse a permis la conservation de la partie inférieure du profil. *Ils se situent toujours au sommet des reliefs, sur les plateaux les plus élevés ou sur le haut des versants.* Les cuirasses sont souvent très démantelées et les argiles latéritiques s'y trouvent à faible profondeur. Ainsi des cuirasses, localement bauxitiques, couronnent les grandes buttes de part et d'autre de la moyenne Falémé et les plateaux tabulaires, qui se dressent au Nord de la basse vallée du Bakoy, dans le massif de Bafoulabé[1]. *Même le massif gréseux de l'Assaba, qui s'allonge entièrement dans le domaine sahélien, présente quelques restes de vieilles latérites:* les plateaux les plus élevés portent par place des argiles latéritiques, tapisssée de débris de cuirasse et de gravillons ferrugineux. Ces sols ferrallitiques à cuirasse, aujourd'hui profondément érodés, sont des indices d'une pédogenèse en milieu tropical humide. Celui-ci se serait alors étendu sur l'ensemble des bassins du Sénégal et de la Gambie. Les mêmes conditions morphoclimatiques ont dû régner pendant une longue période pour conduire à une évolution aussi poussée, notamment sur des formations gréseuses[2].

Inversement, les sols ferrallitiques non lessivés sur les versants du Fouta Djalon central semblent confirmer que ce massif, situé en plein domaine guinéen, a connu une période nettement plus sèche à une époque récente. C'est alors que se sont mises en place les importantes colluvions de pente, nourries par les éboulements des cuirasses latéritiques ou des corniches de grès et de dolérite[3]. Les gros débris sont souvent à peine altérés et le matériau meuble, ferrallitique, n'a pas encore subi de lessivage[4] ; les accumulations de sesquioxydes n'ont pu s'y produire jusqu'à présent, sauf dans des épandages sableux bien perméables[5]. Les colluvions de pente des reliefs du Sénégal oriental portent aussi des sols peu évolués : sols bruns eutrophes et vertisols sur roches basiques, sols ferrugineux tropicaux à taches sur formations gréseuses. La coupe du petit massif de Bandafassi suggère que les colluvions sont postérieures à la formation du glacis cuirassé, qui se développe au pied du versant oriental (fig. 62) ; la cuirasse ne représente-t-elle pas un ancien sol ferrugineux tropical induré, puis tronqué par l'érosion ? Maintenant ce matériel colluvionnaire est fixé partout par une végétation arborée.

L'évolution moindre de certains sols sableux de l'Ouest du Sénégal semble être liée aussi aux vicissitudes de la morphogenèse. D'après R. Maignien (1961 c), les sols beiges sans concrétions du Sine apparaissent surtout sur le matériau sableux des dunes aplaties ; par contre, les dépôts plus anciens du Continental terminal portent des sols plus lessivés à concrétions (fig. 58). Dans les régions plus septentrionales, la carte des sols de la station de Dahra, dressée par P. Audry (1962), révèle que l'évolution pédologique sur les mêmes dunes n'a donné naissance qu'à des sols brun-rouge alors que sur les sables remaniés du Continental terminal se développent des sols ferrugineux tropicaux. En conséquence, le pédoclimax ne serait pas encore atteint sur ces anciennes dunes, maintenant fixées par une végétation arbustive ou arborée. Cette remarque ne suggère-t-elle pas que le façonnement de l'erg se situe à une période assez récente du Quaternaire ?

1. P. Michel, 1960 a ; P. Michel, C. Pérez, 1960.
2. A. Lacroix, 1914 b, p. 350, a considéré, à juste titre, « la latéritisation non pas comme un phénomène rapide, mais s'effectuant lentement ».
3. Nous étudierons les dépôts de cette période sèche dans la 5e partie, chap. I, C 2.
4. A titre indicatif et comparatif, notons que selon N. Leneuf, 1959, « dans les conditions les plus humides de Côte-d'Ivoire, 20 000 à 77 000 années seraient nécessaires pour assurer la ferrallitisation théorique complète d'un granite calco-alcalin sur 1 mètre d'épaisseur ; 53 000 à 192 000 années seraient exigées dans la zone forestière centrale moins humide ».
5. Cf. paragr. A 1 c.

Ces divers exemples montrent *les liaisons à la fois étroites et réciproques entre la morphogenèse et la pédogenèse.* La variété et la répartition des sols ne peuvent se comprendre sans une étude préalable du modelé. Mais la juxtaposition de profils pédologiques différents nous aidera à connaître l'âge relatif des formes du relief et à préciser les milieux morphoclimatiques qui les ont façonnées[1]. Ainsi les sols inactuels et les témoins de cuirasses ferrugineuses ou latéritiques dans les régions sèches, aussi bien que les sols peu évolués sur colluvions de pente ou sur dunes fixées dans les régions plus humides, sont de précieux jalons pour reconstituer l'évolution géomorphologique des deux bassins-versants ; celle-ci sera étudiée dans les parties qui suivent.

1. W. KUBIENA, 1957, a souligné l'importance des paléosols pour l'étude du Quaternaire d'Afrique.

Troisième Partie

LES VIEILLES SURFACES COUVERTES DE LATÉRITE

Les surfaces topographiques anciennes constituent un des principaux éléments de la géomorphologie des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Comme l'a noté F. Joly (1962, p. 143) pour le Sud-Est marocain, « leur recherche s'impose, non seulement pour expliquer les étapes successives de l'évolution du relief, mais encore parce qu'elles caractérisent de nombreuses formes héritées, encore visibles dans le relief actuel ».

En Afrique occidentale, ces vieux modelés sont presque toujours fossilisés par une cuirasse latéritique puissante et compacte, se distinguant par là de ceux de la bordure septentrionale du Sahara. Cette cuirasse joue un rôle protecteur très efficace et permet la conservation de formes très anciennes. Elle s'est constituée lorsque le climat soudano-guinéen régnait pendant une longue période. Sous climat plus sec sa formation s'est arrêtée, puis elle a repris dès que des précipitations plus abondantes ont de nouveau favorisé l'accumulation des sesquioxydes d'alumine et de fer. Ainsi, au cours des temps géologiques, les vieilles cuirasses latéritiques se sont épaissies à leur base par induration progressive des altérites.

Ces revêtements latéritiques s'étendent sur des surfaces planes ou à peine ondulées, très monotones, découpées en plateaux plus ou moins vastes par les profondes entailles du réseau hydrographique. Ils fossilisent d'anciennes pénéplaines, rajeunies ultérieurement par des mouvements épeirogéniques. Dans le Plateau Mandingue méridional les cuirasses latéritiques couvrent aussi des versants en pente douce, qui raccordent les plateaux aux bassins et aux vallées.

Chapitre Premier

Les surfaces d'aplanissement du Secondaire et de l'Éocène

Les recherches successives sur le terrain et l'étude des photos aériennes ont montré l'existence de ***trois surfaces***[1]. Leur topographie plane ou peu ondulée, se déroulant à perte de vue, contraste avec leurs rebords escarpés. Des dénivellations moyennes de 200 à 300 m les séparent. Dans le Fouta Djalon central et septentrional, les restes de ces pénéplaines s'étagent en d'énormes gradins, sortes de marches d'escalier gigantesques.

Une épaisse cuirasse latéritique a moulé chaque aplanissement. Grâce à elle, la surface est « comme momifiée, préservée, dirait-on, pour l'éternité : elle ne pourra être détruite que par les bords, au cours d'un nouveau cycle, et ses restes, si réduits qu'ils soient, porteront un témoignage fidèle de celui qui l'a engendrée »[2]. En vieillissant, la cuirasse durcit encore par déshydratation et recristallisation des oxydes de fer et d'alumine[3]. Les anciens niveaux, perchés depuis longtemps par les mouvements épeirogéniques accompagnés de reprise d'érosion, possèdent ainsi une faculté de persistance, qui croît avec leur âge. Comme l'ont noté J. TRICART et A. CAILLEUX (1965) « il y a là un paradoxe propre aux régions chaudes à saison sèche, qui joue un rôle primordial dans l'évolution géomorphologique ».

La surface topographique a évidemment subi, depuis lors, de légères retouches : le niveau supérieur meuble a été déblayé et la cuirasse affleurante a connu une certaine ablation, qui a pu être très inégale ; les parties moins indurées et fortement fissurées ont été creusées, tandis que les portions plus massives ont été mises en relief. Les légères ondulations ont pu être accentuées ou au contraire estompées. *Mais le modelé général n'a pas changé au cours des âges.*

Ces hautes terres latéritiques, plates et monotones, couvrent de vastes superficies dans le Fouta Djalon et le Plateau Mandingue méridional : elles confèrent un aspect massif à ces deux ensembles montagneux. Ailleurs n'existent que des fragments de faibles dimensions au sommet de petits plateaux ou de buttes. Tous ces témoins permettent de reconstituer l'allure des différentes surfaces et de connaître leurs déformations postérieures.

1. Je n'en avais d'abord distingué que deux (P. MICHEL, 1959 b), mais l'étude de certains secteurs des hauts massifs du Fouta Djalon m'a permis de déceler les restes d'une surface sommitale, plus ancienne.
2. H. BAULIG, 1952 a.
3. Cf. 2e partie, chap. II, A 1.

A. LOCALISATION DES TÉMOINS ET EXTENSION DES NIVEAUX

L'étagement des trois anciennes surfaces d'aplanissement est bien visible si l'on parcourt la région de la haute Gambie. A l'Ouest du grand coude du fleuve, dans les environs de Médina Salambandé, on traverse d'abord quelques plateaux latéritiques situés entre 600 et 700 m d'altitude. Après avoir gravi un grand escarpement de dolérites, de vastes terrains cuirassés s'étendent à perte de vue ; ces hauts bowé se trouvent entre les altitudes 850 et 950 m. Puis, continuant la marche vers le Sud-Ouest, on arrive au pied du plateau du Labé, bastion impressionnant qui dresse sa lourde masse ; des lambeaux de cuirasse sont perchés près de son rebord, vers 1 200 m.

La conservation de ces surfaces est très inégale. La plus ancienne a été, évidemment, très attaquée par les entailles ultérieures liées aux mouvements épeirogéniques successifs. Aussi a-t-elle été détruite presque partout par l'érosion, alors que les deux autres pénéplaines jouent encore un rôle important dans le modelé des ensembles montagneux des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie.

1. LA PREMIÈRE SURFACE

Il n'en subsiste plus que quelques lambeaux perchés sur les hauts reliefs du Fouta Djalon central. La plupart se situent entre 1 150 et 1 200 m, mais certains ont été portés à des altitudes plus hautes par des soulèvements régionaux plus accentués.

Les témoins les plus nombreux et les plus étendus de cette pénéplaine s'égrènent sur la bordure du vaste plateau du Labé, où les branches supérieures de la Gambie et plusieurs affluents de la Téné prennent leur source ; aussi l'avons-nous appelée ***surface du Labé*** (fig. 63). Dans les parties est et sud-est du plateau, entre Pita et Labé, s'étendent encore de vastes bowé, de forme souvent allongée. Le plus grand, le fello Banga[1], atteint une longueur de 12 km, avec une largeur moyenne de 3 km, et présente de nombreuses digitations. Leur revêtement latéritique repose sur les grès ordoviciens ou sur des sills de dolérites, intrusifs dans les pélites du Cambrien. Leur altitude oscille entre 1 160 et 1 200 m, mais s'élève localement à 1 225 m au centre du fello Banga et sur le bord nord-est du bowal Kolima. Au Nord s'allongent plusieurs autres lambeaux de cette surface entre les petits affluents de gauche de la haute Koumba et les branches supérieures de la Kakrima. Leur hauteur varie entre 1 200 et 1 250 m ; elle atteint cependant 1 287 m au sommet du fello Kokou, point culminant de la région.

Sur le rebord ouest du haut plateau du Labé s'alignent plusieurs bowé, au-dessus des profondes entailles de la Kakrima et de ses petits affluents. Le plus important, le fello Sourou, se digite en de nombreuses ramifications ; dans sa partie centrale il s'élève à 1 190 m du côté ouest. Enfin à l'extrémité sud-ouest, entre le Fétoré et le Kokoulo, un dernier bowal très digité s'étire en arc de cercle sur une quinzaine de kilomètres (fig. 144). Ses formations latéritiques coiffent des schistes siluriens qui recouvrent en concordance les grès ordoviciens[2]. L'altitude du plateau semble varier de 1 120 à 1 180 m d'après la carte au 1/200 000. Mais dans toute la partie centrale de ce grand plateau du Labé le recouvrement latéritique a été démantelé et la surface de la pénéplaine a disparu. Il ne reste que trois petits fragments qui jalonnent le fello Sérima, entre la Sala et la Garambé, et qui se trouvent à 1 150 m d'altitude.

1. Pour le sens du mot fello, cf. le glossaire des termes géographiques vernaculaires.
2. Cf. 1re partie, chap. I, B 2 b.

Sur les hauteurs de Dalaba, où la Téné prend sa source, existent seulement *quelques lambeaux de dimensions restreintes* de cette surface du Labé. Quatre sont disposés en demi-cercle au Sud de la station de Dalaba ; les trois autres, situés au Nord-Est, s'allongent entre la haute Téné et ses affluents, la Dalaba et la Ditinn. Leur manteau latéritique couvre en partie les épais sills de dolérites, mis en place dans les pélites du Cambrien (fig. 143 c). Les hauteurs ne sont pas constantes mais s'échelonnent de 1 200 jusqu'à près de 1 400 m[1]. Si des déformations locales ont pu se produire depuis l'aplanissement, il semble néanmoins que quelques reliefs très atténués, aux versants en pente douce, persistaient alors dans cette région[2].

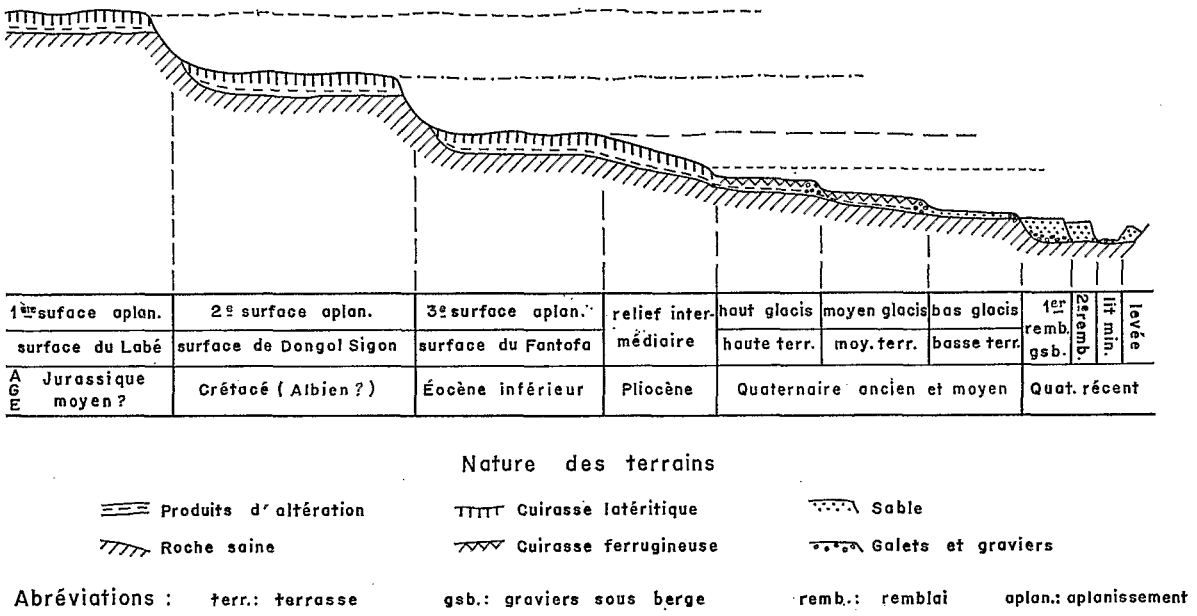


FIG. 63. — Schéma du modelé et de l'évolution géomorphologique des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie.

Au Nord, *dans le massif de Mali*, la première surface a été démolie par la vigoureuse érosion qui a attaqué ce bastion très élevé, dominant l'avant-pays de plusieurs centaines de mètres. *Il n'en subsiste qu'un fragment perché à 1 382 m*[3] sur la crête de dolérite, alignée SW-NE (pl. III), qui se dresse à près de 500 m au-dessus du lit de la rivière Kellé (fig. 143 A), dans la partie méridionale du massif. Ailleurs, les zones les plus hautes sont dégarnies de leur revêtement latéritique ; en de rares endroits s'éparpillent quelques débris de cuirasse, comme à 2 km au Sud de Mali sur les hauteurs que suit la piste de Mali à Labé, vers 1 400 m d'altitude[4]. A l'extrémité septentrionale du bastion, le Mont Loura (1 538 m), point culminant du massif et de l'ensemble du Fouta Djalon, présente sa masse sombre de dolérite entièrement dénudée. Comment expliquer l'existence de hauts sommets de plus de 1 400 m, sans cuirasse latéritique ? *Dans cette région les soulèvements épeirogéniques furent sans doute plus accusés et la surface d'aplanissement a été portée à des altitudes plus fortes.* En outre, de vieilles fractures d'âge hercynien[5] ont probablement rejoué : cette tectonique cassante aurait surélevé les blocs septentrionaux et en même temps disloqué le recouvrement de latérite, facilitant son érosion. Il est néanmoins possible que le Mont Loura, nettement détaché dans le paysage,

1. D'après la carte au 1/200 000, publiée en 1930. Les nouvelles cartes au 1/50 000 confirment ces altitudes ; je n'ai pu les obtenir qu'après achèvement de cette étude.
2. Ainsi entre les bowé de Oré-Dioli et de Diaguissi on mesure une dénivellation de 180 m sur une distance de 5 km, soit une pente de 4 %.
3. Sur la carte au 1/200 000 (feuille Labé) ce petit bowal porte le nom Bambafogué.
4. P. MICHEL, 1958.
5. Cf. 1re partie, chap. I, B 3 c.

corresponde à un relief résiduel qui se serait élevé à une centaine de mètres au-dessus du niveau de la pénéplaine. De toute façon, les formations latéritiques ont moins résisté à la désagrégation que les dolérites massives des puissants sills du substratum.

Au-delà du massif de Mali toute trace tangible de la surface du Labé a disparu. Cependant sur les deux sommets les plus élevés des contreforts septentrionaux du Fouta Djalon apparaissent quelques blocs de cuirasse mélangés à des gravillons ferrugineux ; ces derniers débris de l'ancien revêtement latéritique se trouvent légèrement en contrebas du point culminant où la roche saine (dolérite) a été mise à nu. Le premier de ces sommets se situe dans le petit massif de Dali et atteint 1 216 m (pl. IV) ; le second, appelé fello Kalensari, se dresse plus au Nord, entre les bas plateaux du Tiokoye supérieur et ceux de la Kannta, s'élevant à 1 136 m. Ces deux derniers témoins montrent que la surface de la pénéplaine s'abaissait progressivement vers le Nord-Ouest depuis l'extrémité septentrionale du massif de Mali. Mais la pente originelle, sans doute très faible, a été accentuée par les mouvements épeirogéniques qui l'ont affectée à plusieurs reprises.

2. LA DEUXIÈME SURFACE

Celle-ci couvre encore de vastes superficies dans le Fouta Djalon. Elle s'étend très largement à l'Est des hauts massifs, de part et d'autre des cours supérieurs de la Gambie et du Bafing. Là, les vastes bowé déroulent leurs terrains rocailleux *entre 850 et 1 000 m d'altitude.* Des lambeaux plus petits et plus isolés subsistent en outre dans les contreforts septentrionaux et s'égrènent vers l'Est sur la bordure méridionale du Plateau Mandingue. Leur hauteur s'abaisse progressivement à 800 m.

Cette pénéplaine est encore bien conservée au Sud-Est du massif de Mali, dans la région de Dongol Sigon, et s'étend jusqu'à la haute Gambie. L'ayant étudiée d'abord dans ce secteur, nous l'avons baptisée ***surface de Dongol Sigon***[1]. Elle a été découpée en plusieurs ensembles par la haute Liti, la Salambandé, la Silamé et leurs affluents (pl. III). A l'Ouest et au centre, ces ensembles sont encore très étendus et se ramifient en une série de digitations plus ou moins larges, allongées entre les entailles des têtes de ruisseaux. Le bowal Bandéa-Guinguitouni atteint une longueur de 16 km, alors que sa largeur varie, en ne tenant pas compte des digitations, de 0,6 à 2,5 km. Vers l'Est, les dimensions des bowé se réduisent et près de la Gambie ne subsistent plus que de petits lambeaux de la pénéplaine. Les altitudes ne sont pas constantes : dans la région de Dongol Sigon, les parties hautes des grands plateaux latéritiques atteignent et dépassent parfois 1 000 m[2] ; le long de la Gambie ils ne s'élèvent plus qu'à 840-900 m. La pente générale de la surface est inclinée vers l'Est–Sud-Est. Les branches maîtresses du réseau hydrographique suivent approximativement cette direction. Il semble que la pénéplaine était dès sa formation légèrement plus élevée dans la partie occidentale. Mais elle y a été portée à des altitudes plus fortes par suite du soulèvement d'ensemble plus accentué dans cette région.

A l'intérieur du massif de Mali existent quelques lambeaux de cette deuxième surface près du bord sud-est, perchés à plus de 500 m au-dessus de la profonde entaille de la Liti (pl. III) ou de celle de la Koumba. Ils se situent à 1 050 - 1 120 m, donc à un niveau nettement plus élevé que dans le secteur de Dongol Sigon, ce qui prouve l'ampleur plus forte du mouvement épeirogénique et semble confirmer le soulèvement par bloc à la suite du rejeu de failles. La pénéplaine s'est prolongée dans la partie méridionale du massif jusqu'à la crête de dolérites qui porte le fragment de la première surface à la cote 1 382 (fig. 143 A). A l'extrémité nord-est du massif, un fragment en lanière s'accroche aux remparts de dolérites près de Bogoma (pl. III).

Dans les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon subsistent plusieurs lambeaux de la surface de Dongol Sigon. Le plus étendu se trouve à l'Est de la Gambie, dans le Sangalan,

1. P. MICHEL, 1958.
2. Sur la partie nord du bowal Kallégué, la carte au 1/200 000 indique un point coté de 1 013 m (pl. III).

près du village de Moria (pl. VI). Il est entouré de deux autres bowé, plus petits ; ces trois plateaux atteignent 880 à 928 m d'altitude. Au Nord-Ouest du massif de Mali des fragments sont adossés contre les reliefs résiduels. Le bowal de Karévi s'étire au Nord-Ouest du petit massif de Dali à 880-900 m (pl. IV). A Sougué et à Bélessé quelques fragments plus petits se blottissent au pied de buttes résiduelles ; enfin le bowal de Nadel Sabé s'accroche au flanc est du fello Kalensari. Ces derniers témoins de la deuxième surface se situent vers les cotes 780-800 m.

Au-delà de l'extrémité nord-ouest du haut plateau du Labé s'étendent plusieurs grands bowé aux ramifications multiples, se dressant à plusieurs centaines de mètres au-dessus du sillon de la Koumba. Le manteau latéritique s'y est formé par altération des schistes siluriens. Leur hauteur s'échelonne de 750 à 840 m.

La persistance de ces divers fragments montre que la pénéplaine s'abaissait à partir de la bordure occidentale des massifs de Mali et de Labé en direction du Nord-Ouest et de l'Ouest, vers le golfe sédimentaire du Sénégal (fig. 65) et vers la côte de Basse-Guinée ; sa pente a été accentuée ensuite par les inégalités du soulèvement. *Les hauts reliefs du Fouta Djalon central dominaient la pénéplaine de leurs masses sombres.* Si le bastion de Mali a été grignoté par l'aplanissement dans sa partie sud-est, le plateau de Labé, plus compact et peu fracturé, n'a guère été entamé par l'érosion. Son modelé actuel s'élève encore nettement au-dessus des plateaux latéritiques du pourtour. Par contre, les hauteurs de Dalaba ont été fortement attaquées et la pénéplaine se serait développée dans toute la partie nord-ouest, comme le suggère la présence d'une série de bowé entre Mitti et Sébouri aux altitudes 1 000 à 1 080 m, en contrebas des reliefs portant les restes de la première surface[1].

Quelle a été l'extension de la pénéplaine vers l'Est et le Sud-Est ? Sur le flanc oriental du haut plateau de Labé s'accrochent localement de petits lambeaux. Ainsi vers la base du fello Gabalan, qui conserve un témoin de la première surface, se situe un petit bowal à pente d'abord marquée, puis plus douce, entre les cotes 980 et 930 m. Quelques kilomètres plus à l'Est s'étendent plusieurs plateaux latéritiques, très digités, aux altitudes 850-950 m, entre les deux branches supérieures de la haute Gambie, la Salimé et la Dima.

Vers l'Est, entre le cours de la haute Gambie et celui du Bafing, la surface du Dongol Sigon a été intégralement conservée et n'a subi que de faibles retouches (fig. 64). Lors des rajeunissements successifs elle a été découpée en de vastes ensembles de plateaux, mais les entailles sont restées étroites, donnant un modelé en creux typique. Pas moins d'une *cinquantaine de hauts bowé* étalent leurs formes lourdes et leurs terrains pierreux entre les vallées des deux fleuves dans la *région de Tougué.* Ils s'étendent sur plus d'un degré carré, depuis le cours du Bafing à proximité de sa source — au Sud-Ouest — jusqu'aux branches supérieures de la Falémé et à l'entaille de l'Oundou — important affluent de droite de la Gambie — qui constituent la limite septentrionale actuelle de cette zone de hauts plateaux (fig. 64) ; au-delà ne subsistent que des témoins isolés dominant des plateaux d'altitude plus faible.

Comment se présentent ces bowé ? Sur les cartes au 1/200 000 les contours des plateaux sont tracés d'une façon sommaire, avec tendance à exagérer la largeur[2]. Aussi ne donnent-elles qu'une image assez imprécise de leurs formes et ne permettent-elles pas de déterminer leurs superficies ; pour pallier cette insuffisance il faut avoir recours à l'étude systématique des photos aériennes. Dans les environs immédiats de Tougué, les plateaux gardent généralement une forme massive, puisque la dissection par le réseau hydrographique est restée embryonnaire. Vers les vallées de la Gambie et du Bafing, par contre, les bowé s'allongent et se ramifient entre les multiples entailles du chevelu de petits cours d'eau. Ainsi le fello Kounsi, à 10 km au Nord du confluent Téné-Bafing, s'étire sur une quinzaine de kilomètres et se rattache

1. D'après la carte pédologique au 1/100 000 dressée par S. Pereira Barreto, 1963, confrontée avec la carte topographique au 1/200 000 (feuille Kindia). Je n'ai malheureusement pas eu la possibilité de me procurer les photos aériennes ; elles n'existent pas à l'Annexe I.G.N. de Dakar et leur vente est interdite depuis l'indépendance de la République de Guinée en 1958.

2. Dressées avant 1940, ces cartes sont bien antérieures à l'établissement de la couverture aérienne qui date de 1952-1953.

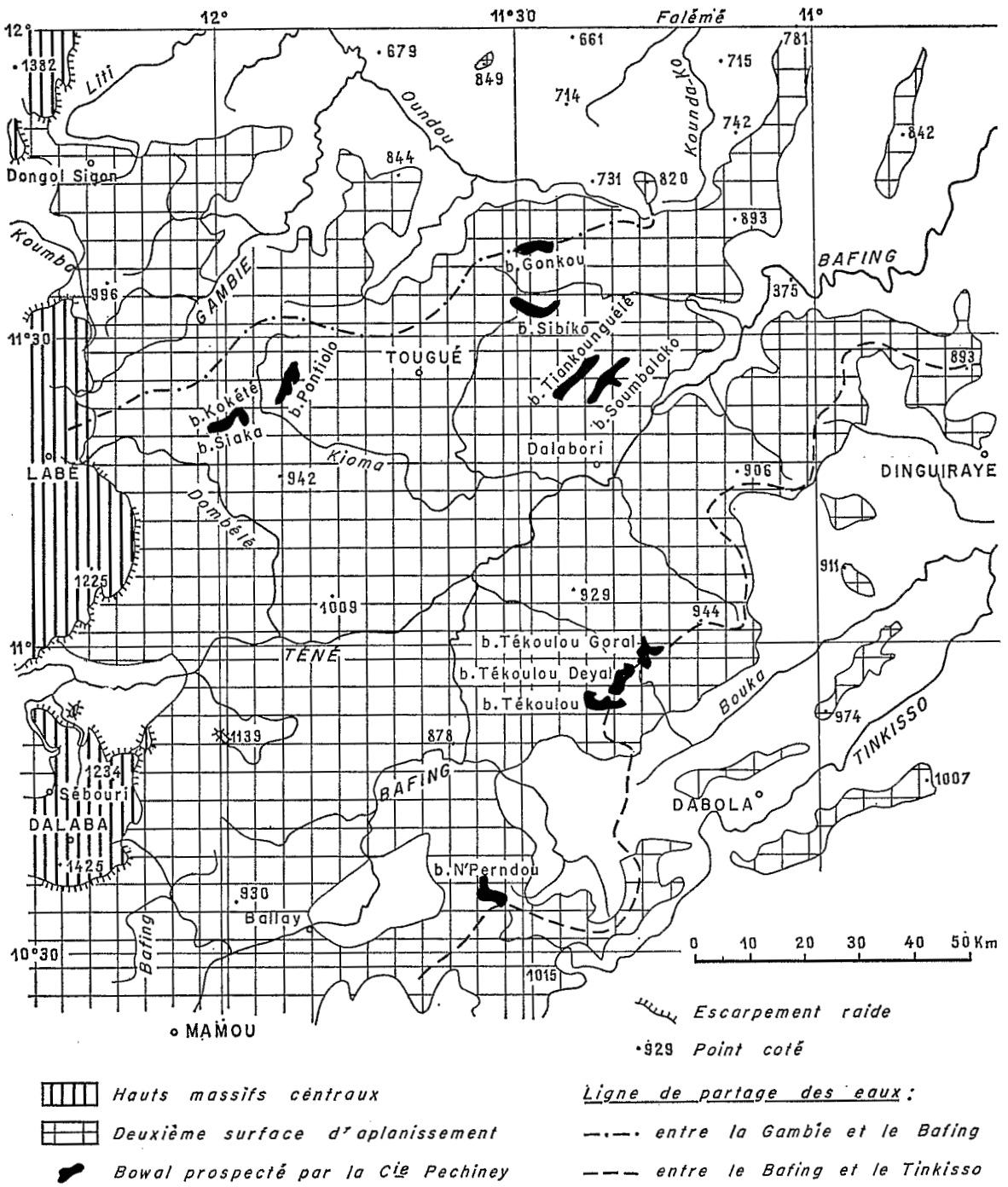


FIG. 64. — Extension de la deuxième surface d'aplanissement dans le Fouta Djalon oriental. Situation des plateaux latéritiques étudiés.

au fello Direboto par un ensellement, alors que sa largeur n'excède pas 1 km. L'altitude générale de ces nombreux bowé varie peu dans toute la région. Les points cotés des cartes indiquent une très légère pente de l'ancienne surface vers le Nord : les plateaux méridionaux culminent entre 900 et 940 m, alors qu'en bordure de l'Oundou et près des sources de la Falémé les plateaux n'atteignent plus que 840 à 910 m.

Au-delà du Bafing supérieur s'égrènent plusieurs ensembles de bowé jusqu'à Dabola et Dinguiraye, près du Tinkisso, le grand affluent de gauche du Niger supérieur (fig. 64). Mais les plateaux latéritiques sont souvent séparés par de larges dépressions puisque, dans les gneiss migmatitiques du socle, les intrusions de dolérite sont moins fréquentes que dans les pélites de l'Infracambrien, affleurant dans la région de Tougué. Près de Dabola certains bowé s'élèvent à 1 000 m, alors que dans la région de Dinguiraye leur hauteur ne dépasse que rarement 900 m. Cette différence d'altitude confirme la légère pente de la pénéplaine vers le Nord et le Nord-Est dans ce secteur. La région de Dabola formait sans doute un faîte, puisqu'au Sud-Est, dans la chaîne de Niandan Banié, les témoins de cette surface ne se situent qu'entre 800 et 850 m d'altitude[1].

En dehors du Fouta Djalon ne subsistent plus que quelques lambeaux, souvent isolés, de la surface de Dongol Sigon qui jalonnent la bordure méridionale du Plateau Mandingue. Ils se trouvent dans le prolongement des plateaux latéritiques de la région de Dinguiraye. A une cinquantaine de kilomètres au Nord-Est de ce petit centre, dans la zone de passage du Fouta Djalon au Plateau Mandingue, s'élèvent plusieurs bowé de forme allongée ; le bowal Vémini, le plus vaste, atteint 952 m. Plus loin à l'Est existe un autre groupe de plateaux bien découpés, à environ 70 km au Nord-Ouest de Siguiri ; leur altitude ne dépasse pas 870 m (pl. VIII). A proximité des sources du Balé, affluent de droite du Bafing, se trouvent deux autres fragments de la surface de Dongol Sigon : le bowal de Sitaouma culmine à 810 m, l'autre, de taille plus petite, à 806 m. Un dernier témoin de cette surface, le bowal Famansa, se dresse à une dizaine de kilomètres à l'Ouest de Naréna, près des sources du Baoulé ; deux points cotés donnent les altitudes 795 et 793 m. Ces reliefs tabulaires constituent les principaux sommets des Monts Mandingue, qui dominent de plus de 350 m le bassin de Siguiri, drainé par le haut Niger et ses affluents. Ils montrent que la surface d'aplanissement s'abaissait depuis Dinguiraye vers Bamako, en direction de l'Est–Nord-Est. La pente originelle, sans doute minime, a dû être augmentée par un soulèvement plus fort de la bordure orientale du Fouta Djalon.

Ainsi cette deuxième pénéplaine, à la différence de la première, occupe encore une large place dans le relief des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Disséquée par les entailles du réseau hydrographique, ses innombrables fragments plus ou moins vastes donnent une image assez fidèle de sa topographie. *La surface de ces plateaux latéritiques est presque toujours ondulée ou légèrement vallonnée, avec des dénivellations allant jusqu'à 50 m, sur un même bowal ou d'un bowal à l'autre.* Bien que la cuirasse ait subi une certaine ablation au cours des âges, la pénéplaine présentait certainement un aspect semblable. Localement les dénivellations ont pu être exagérées par une désagrégation plus active dans les parties basses, mais le modelé général n'a pas été modifié pour autant.

3. LA TROISIÈME SURFACE

Ce niveau s'étale en contrebas des témoins de la surface de Dongol Sigon (fig. 63). *Il a été bien conservé dans les contreforts du Fouta Djalon et sur les hauteurs du Plateau Mandingue méridional. Ailleurs ne subsistent que de petits fragments, perchés sur des reliefs d'érosion différentielle. Les bowé de cette troisième génération se situent entre les cotes 550 et 650 m ; leur altitude s'abaisse en se rapprochant du golfe sédimentaire sénégalais* (fig. 65).

La majeure partie du Fouta Djalon a résisté à cette nouvelle phase d'aplanissement. Ses marques sont peu nombreuses et très locales. Les grands plateaux latéritiques de Dongol Sigon et de Tougué, témoins de la deuxième surface, sont par endroits troués d'alvéoles où les débris de latérite ont été recimentés en une nouvelle cuirasse, entaillée maintenant par les

1. D'après A. CHERMETTE, 1949, qui a prospecté leur revêtement latéritique pour recherche de bauxites.

têtes de ruisseaux. De beaux exemples s'observent sur les bowé Guinguitouni et Tariko[1], à l'Ouest de la Gambie. Entre les plateaux de Kounékoumé et de Koulifakara, dans la région du Bafing, des « conglomérats à galets très clairs alumineux sont pris dans une matrice ferrugineuse »[2]. Le creusement de ces alvéoles est vraisemblablement contemporain de la formation de la troisième surface. Mais l'érosion régressive s'est manifestée surtout le long des grands cours d'eau. A proximité du Bafing supérieur s'étendent quelques bowé vers 650-700 m, à mi-hauteur entre les plateaux de la deuxième surface et le fleuve (fig. 145 B). Le long de la haute Gambie et de certains affluents existent aussi quelques témoins (pl. III), comme le petit bowal de Sourou sur le versant Sud-Est du plateau de Kampa, dont la cuirasse contient des éléments détritiques. A la hauteur de Médina Salambandé l'érosion a entièrement nivelé le relief. La pénéplaine a été découpée ultérieurement par le chevelu hydrographique en plusieurs alignements de buttes au sommet plat, dont le niveau se situe entre 600 et 700 m.

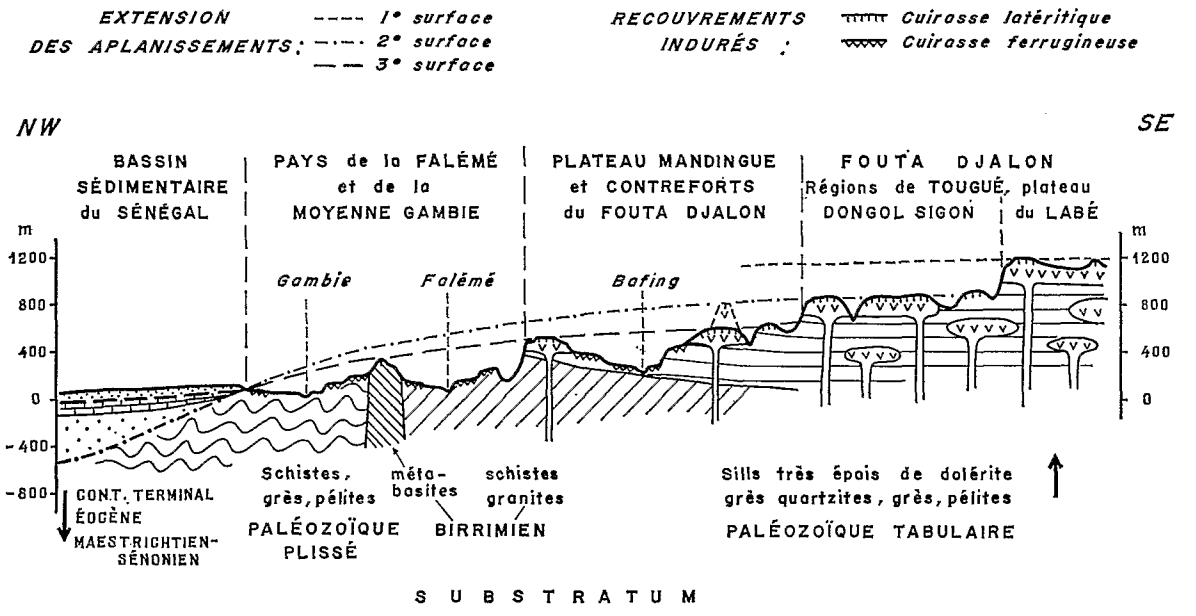


FIG. 65. — Coupe schématique du relief des hauts bassins portant des lambeaux cuirassés des vieilles surfaces.

Cette troisième surface s'est développée largement dans les *contreforts septentrionaux du Fouta Djalon*. Au Nord-Ouest du bastion de Mali elle cernait les hauteurs résiduelles de Dali, Belessé et du fello Kalensari, qui portent des témoins des aplanissements antérieurs[3]. Mais dans ce secteur occidental son modelé a été détruit en majeure partie par le rajeunissement ultérieur. Seuls quelques lambeaux subsistent sur les lignes de partage des eaux du Tiokoye, de la Kannta et de la Kaoma (pl. IV), s'élevant à 640-720 m. Deux petits fragments se trouvent, en outre, perchés au-dessus de Nangagni et de Termessé, à 581 et 597 m, sur le dernier alignement de sills doléritiques des contreforts qui ferme le bassin de la Kouréniaki. Dans le secteur oriental, par contre, *de vastes pans de cette surface ont été conservés au Fantofa que traversent les branches supérieures de la Falémé* (pl. VI). C'est pourquoi nous l'appelons ***surface du Fantofa***[4]. Une vingtaine de bowé s'allongent au sommet des interfluves, sou-

1. P. MICHEL, 1958.
2. A. GSELL, 1957. L'auteur note à ce propos, fort justement, que « la latéritisation ne s'est pas effectuée au cours d'une phase unique sur une pénéplaine doucement ondulée ».
3. Cf. paragr. 1 et 2.
4. Je lui avais d'abord donné le nom de surface de Médina Salambandé puisque je l'avais définie près de cette localité (P. MICHEL, 1958) ; mais dans ce secteur elle a été réduite à quelques témoins, alors qu'elle s'étend encore largement au Fantofa.

vent sur plus de 10 km, et présentent de nombreuses ramifications qui leur donnent parfois une forme arquée, en fer à cheval. Leur largeur dépasse rarement 1,5 km, mais les profondes entailles du chevelu hydrographique, très dense, restent généralement aussi étroites. Tous ces plateaux latéritiques se situent entre 560 et 665 m ; un seul culmine à 682 m. L'altitude générale ne change pas, ce qui indique une pente extrêmement faible de la pénéplaine et sans orientation nette dans ce secteur (pl. VI).

De même le *Plateau Mandingue méridional*, au Sud du parallèle 12°40', porte de nombreuses traces de cet aplanissement. *Plusieurs ensembles de bowé s'élèvent de part et d'autre du cours moyen du Bafing.* A l'Ouest du fleuve s'égrènent deux chapelets : l'un sur les hauteurs comprises entre la Naria et son affluent la Bara ; l'autre sur les reliefs qui dominent la haute Oulounkoli (pl. V). Ils se rejoignent, au Sud, près du vaste plateau Kimbéli[1], qui a une forme très massive, ses dimensions étant de 6 km sur 4 km (fig. 68). Quelques bowé beaucoup plus petits jalonnent en outre le rebord occidental, dominant le bassin du Koulounko, affluent de la haute Falémé. A l'Est du Bafing, les plateaux latéritiques ne sont plus disposés en alignements. Ils se rétrécissent aussi pour devenir parfois filiformes. La plupart d'entre eux s'étirent autour de Kouragué (pl. V). Quelques-uns se situent plus à l'Est dans les régions de Baléa et de Ségouma. Mais *c'est dans le secteur sud-est du Plateau Mandingue que la surface d'aplanissement a été le mieux conservée.* Une multitude de hauts bowé entoure les différentes branches du Baoulé supérieur, puis s'égrène sur les reliefs doléritiques ou gréseux jusqu'au-delà de Kati et de Bamako. Les plateaux, bien ciselés, souvent étroits et allongés, avec des digitations nombreuses, ressemblent à ceux du Fantofa. Cependant certains présentent des formes plus lourdes, comparables à celle du bowal Kimbéli. Les altitudes restent identiques d'une région à l'autre. Le niveau de ces bowé se tient partout entre 560 et 660 m. La pente générale de la surface devait y être minime, comme au Fantofa ; elle est généralement dirigée vers le Nord.

Dans les régions plus septentrionales du Plateau Mandingue, la destruction de cette pénéplaine est presque totale. Seuls subsistent quelques petits fragments isolés, coiffant des inselbergs de grès ou de dolérite, comme la « montagne » de Kita ou la grande butte de Warakoro (fig. 149), à une quinzaine de kilomètres au Sud-Est de Toukoto : ils atteignent ou dépassent légèrement 600 m d'altitude. Cependant la bordure occidentale, au relief plus compact et qui se termine par la « falaise » de Tambaoura, constitue une exception. Dans la région de Kéniéba un ensemble de bowé s'étale sur ce bourrelet marginal, formant ligne de partage des eaux entre la Falémé et le Bafing[2] ; de dimensions variables, ils ont presque toujours une forme digitée et souvent aussi arquée. Plus au Nord n'existent plus que quelques lambeaux de taille réduite, le dernier se trouvant perché sur la butte de Wassangara, à proximité du 14e parallèle (fig. 150 A). Au sommet même de la « falaise », un petit témoin très érodé apparaît sur le Mont Bagui[3]. Notons que les cotes d'altitude des différents plateaux indiquent un abaissement de la surface vers le Nord–Nord-Ouest, depuis l'extrémité sud de la « falaise », à 600 m, jusqu'à la butte de Wassangara, culminant à 440 m (pl. VI).

A l'Ouest de l'escarpement du Tambaoura et au Nord des contreforts du Fouta Djalon, dans *les pays que traversent la Falémé et la moyenne Gambie*, le modelé de l'ancienne pénéplaine a entièrement disparu, lors des phases d'érosion ultérieures, dans les formations tendres du socle birrimien et du Paléozoïque plissé[4]. Mais les petits massifs et buttes de roches plus résistantes en portent encore des traces. Ainsi, *les sommets tabulaires des Monts Bassari*, qui s'égrènent au Sud-Ouest, depuis la Koulountou jusqu'au-delà de la Gambie (pl. VI), *sont des témoins de l'aplanissement.* Ces derniers morceaux de la couverture latéritique ont des dimensions très réduites, leur superficie variant de quelques hectares à 2-3 km² (fig. 66). L'altitude générale diminue vers le Nord : au-dessus de la Koulountou les petits plateaux s'élèvent

1. Appelé Kimsi sur la carte au 1/200 000, mais le nom usuel de ce bowal est Kimbéli (M. Lucas, 1959).
2. D'après J. Vogt, 1957, ils occupent encore près du cinquième de la surface.
3. P. Michel, 1960 a.
4. Cf. 1re partie, chap. I, A et B 3 b.

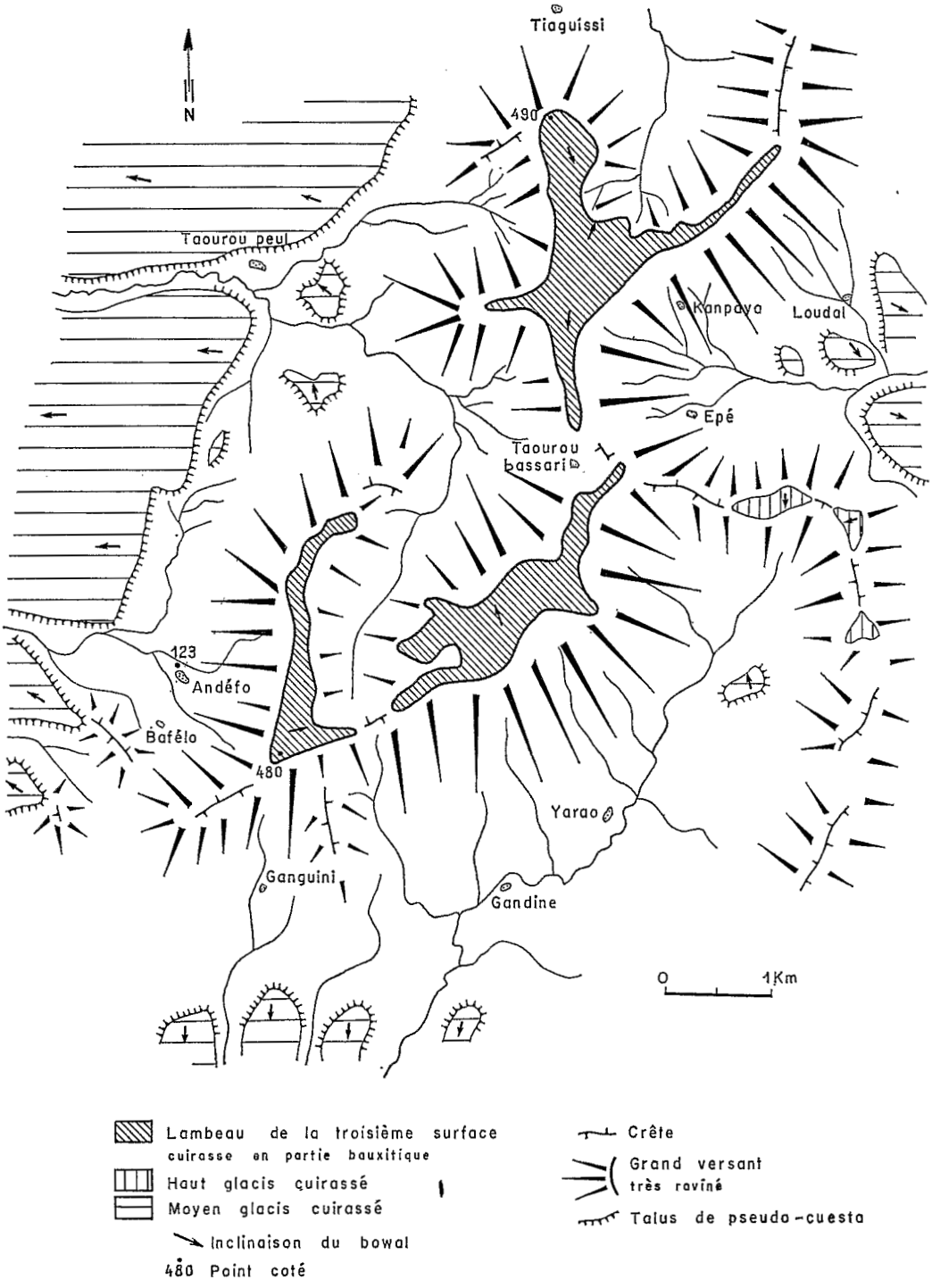


FIG. 66. — Monts Bassari, dans la région de Taourou (Guinée septentrionale).

à 480 m, alors que la butte de Ngop, près de la Gambie, culmine à 405 m ; au Nord du fleuve, un dernier petit fragment sur le Mont Assirik se situe à la cote 311 m. Une comparaison avec les hauteurs atteintes dans le secteur occidental des contreforts du Fouta Djalon montre que la troisième surface s'abaisse fortement dans les pays de la moyenne Gambie en direction

du Nord-Ouest, vers les formations du Tertiaire de l'ancien golfe sédimentaire sénégalais (pl. VI). Sans doute la pente originelle a-t-elle été exagérée par un mouvement épeirogénique ultérieur affectant davantage le Fouta Djalon. Plus à l'Est, *dans la grande « boucle » que décrit la Gambie*, de Kédougou au confluent du Samali, *les petits massifs de dolérites paléozoïques ou de métabasites birrimiennes conservent de petits lambeaux de cette surface sur leurs sommets, entre 420 et 445 m* (pl. VI) ; celui de la montagne de Lakanta, dans la partie centrale, est le plus étendu (fig. 153). En outre, quelques témoins isolés jalonnent les principales hauteurs de métabasites, qui se succèdent depuis la région de Kossanto jusqu'à l'extrémité nord-ouest du Tambaoura, de part et d'autre de la moyenne Falémé. Le plus septentrional, le Finnba Kourou, se situe près du 14e parallèle à la cote 357 m (fig. 150 A).

Un dernier ensemble de petits fragments de la surface du Fantofa subsiste immédiatement au Nord du Plateau Mandingue, *sensu stricto*, où une multitude de *chapeaux latéritiques coiffent les reliefs de dolérites se dressant au-dessus de la vallée inférieure du Bakoy et de la plaine de Bafoulabé* (pl. II). Pas moins d'une cinquantaine de petits bowé s'éparpillent du rebord méridional jusqu'à la latitude 14°15′ ; au-delà, toute trace de cette pénéplaine a disparu. Ces témoins ressemblent par l'exiguïté de leurs dimensions et leurs formes triangulaire ou allongée, à ceux des Monts Bassari (fig. 70). Leur altitude varie de 469 m à 563 m. D'après les points cotés, la surface a une pente minime vers l'Ouest ; à partir du rebord occidental de ce massif la pente s'accentue légèrement, comme l'attestent les cotes des derniers témoins sur le Tambaoura septentrional (fig. 150 A).

Cette troisième surface d'aplanissement, tout comme les précédentes, ne présentait pas une topographie absolument plane. *L'allure des bowé montre bien que la cuirasse latéritique a fossilisé un terrain mollement ondulé.* Dans la partie sud du massif de Bafoulabé s'observent des dénivellations de 15 m sur des distances de 2 à 3 km[1]. Certains bowé des Monts Bassari, tel le plateau de Tiaguissi, présentent des pentes encore plus marquées, atteignant par endroits 10 à 15°. D'autres, comme le bowal Kimbéli dans le Plateau Mandingue méridional, ont une forme bombée, nettement convexe vers le ciel. L'ablation différentielle de la cuirasse a pu accentuer par place les vallonnements mais elle ne les a pas créés.

D'autre part, une étude minutieuse de la *zone de contact des seconde et troisième surfaces* permet de constater qu'elles se reliaient en général, non pas par un escarpement raide à corniche, mais par un *versant en pente douce ou même un glacis couvert de latérite.* En voici quelques exemples :

— Dans les environs de Médina Salambandé, un petit bowal reste accroché au flanc des reliefs qui portent la surface de Dongol Sigon, avec une pente d'environ 20°. Sa cuirasse contient des débris de latérite, provenant de la destruction du revêtement de la seconde surface, et aussi quelques morceaux de grès ; sans doute s'est-elle formée dans les éboulis d'une période antérieure plus sèche. Lorsqu'on s'éloigne de ces hauteurs, la pente des bowé devient subhorizontale et leur cuirasse ne renferme plus d'éléments détritiques grossiers.
— Près de Moria, dans les contreforts du Fouta Djalon, un des trois témoins de la seconde surface[2] se prolonge au Sud-Est par un bowal de versant en pente douce : il descend de 880 à 740 m par une pente de 6° environ.
— Dans le Plateau Mandingue méridional, à l'Est du Bafing, le bowal de Sitaouma s'abaisse progressivement dans sa partie ouest de 800 à 660 m, alors qu'au Sud-Est il domine par un versant abrupt un petit ensemble de bowé, s'allongeant entre les cotes 560 et 620 m, témoins indubitables de la troisième surface.
— Le plateau de Famansa, qui se dresse à 400 m au-dessus du bassin de Siguiri, côté sud, se prolonge vers le Nord-Ouest et Nord-Est par des ramifications en pente très faible, puisque le niveau ne descend que de 80 m sur une distance d'environ 3 km, soit une pente approximative de 2°.

1. Selon les points cotés de la nouvelle carte au 1/50 000.
2. Cf. paragr. 2.

Dans ce dernier cas le raccord des deux surfaces s'effectuait, semble-t-il, par des glacis. Il devait en être ainsi dans le Fantofa méridional, car en bordure des plateaux de la région de Tougué, fragments de la seconde surface, se situent une série de bowé dont l'altitude s'échelonne de 700 à 760 m (fig. 64). C'est seulement à une distance de plusieurs kilomètres qu'ils s'abaissent à 650 m.

En dehors du Fouta Djalon et de quelques hauteurs résiduelles des Monts Mandingue, la troisième surface d'aplanissement a nivelé toutes les terres émergées dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Mais elle a été complètement détruite dans les régions septentrionales, puisque l'érosion plus intense à partir du cours inférieur du Sénégal a enlevé la cuirasse latéritique et disséqué profondément la topographie de la pénéplaine. Seuls certains plateaux élevés du massif gréseux de l'*Assaba* en conservent quelques marques éparses. Ainsi au sommet du plateau de Ndiéo, qui s'élève au Sud de la passe de Soufa (fig. 159), on trouve vers la cote 320 m un amoncellement de petits débris de cuirasse et de gravillons ferrugineux, mélangés à des argiles rouges ; épais tout au plus de 2-3 m, c'est un dernier reste, très fragile, du manteau latéritique de la troisième surface.

Dans les régions méridionales, par contre, ce revêtement était sans doute déjà mieux induré et plus épais à l'origine. En outre, comme l'altération biochimique l'emportait généralement sur la désagrégation mécanique de surface, il s'est encore épaissi au cours des âges en même temps que se produisaient des transformations internes. *La puissance actuelle des cuirasses dépasse souvent 10 m.* Par suite de leur formation sur un substrat varié et aussi du fait de leur longue évolution, elles présentent une assez grande hétérogénéité.

B. ÉTUDE DES CUIRASSES LATÉRITIQUES

Les formations indurées de ces hauts bowé, qui tiennent une si grande place dans le paysage des hauts bassins, peuvent avoir un intérêt minier. *Elles ont été prospectées notamment dans le cadre des recherches de bauxite* par la Compagnie PÉCHINEY et par d'autres organismes, S.G.P.M.[1] ou BUMIFOM[2], parfois en association avec la première société.

Les travaux ont commencé vers 1953-1954. En février-mars 1956, J. SABOT de la Compagnie Péchiney effectua une reconnaissance générale des bowé du Fouta Djalon en hélicoptère, depuis le bassin de Siguiri jusqu'à l'Ouest du plateau du Labé. Cette mission de grande envergure, complétée par l'analyse de quelques échantillons significatifs, lui permit de donner l'appréciation générale suivante : « Cette latérite, peu siliceuse, est en général beaucoup plus riche en fer qu'en alumine mais on trouve par place des taches de latérites plus claires moins riches en fer, qui sont parfois assez alumineuses pour constituer une bauxite »[3]. Deux autres tournées en hélicoptère, plus courtes, ont servi à reconnaître les bowé du Plateau Mandingue méridional et du massif de Bafoulabé en 1957 et 1959. La Compagnie Péchiney a ensuite prospecté par puits et sondages certains plateaux des régions de Tougué et de Dabola, du Tambaoura et du haut Baoulé[4]. Le S.G.P.M. et le BUMIFOM ont étudié par lignes de puits plusieurs bowé du Fantofa[5], du Plateau Mandingue à l'Ouest du Bafing et du massif de Bafoulabé[6]. Grâce à ces différents travaux de recherches minières, les cuirasses latéritiques sont mieux connues.

1. Service de géologie et de prospection minière de l'A.O.F.
2. Bureau minier de la France d'outre-mer ; le Bureau de recherches géologiques et minières a pris en 1960 la relève de cet organisme, tout comme celle du S.G.P.M.
3. J. SABOT, 1956, p. 1.
4. A. GSELL, 1957, 1958, 1959.
5. A. CHERMETTE, 1956 ; J. BADET, 1958 ; DONNOT, 1959.
6. M. LUCAS, 1959 ; P. MICHEL, 1960 a et P. MICHEL, C. PÉREZ, 1960.

1. LEUR BAUXITISATION

Notons d'abord que *l'accumulation des sesquioxydes et le cuirassement se sont produits dans les altérites de la roche in situ,* puisque ces surfaces mollement ondulées correspondent à d'anciennes pénéplaines. Si un niveau détritique a existé localement, il a disparu par ablation de la partie supérieure des cuirasses[1]. C'est pourquoi elles ne contiennent jamais de matériel allochtone, sauf en bordure de reliefs ayant résisté à l'aplanissement[2]. La composition de ces cuirasses dépend donc dans une large mesure de la roche mère. Cependant comme la topographie n'était pas plane mais plus ou moins vallonnée, le niveau induré n'avait sans doute pas, dès l'origine, un caractère homogène et une épaisseur uniforme sur un même substratum. Les sesquioxydes de fer, plus mobiles, ont dû se concentrer dans les parties basses du modelé par lessivage oblique, engendrant des accumulations absolues, locales ou régionales[3]. Naturellement, dans ces secteurs la cuirasse était à la fois plus compacte et plus épaisse qu'aux sommets des ondulations. Aussi, lors des reprises d'érosion, des inversions de relief ont-elles pu se produire aisément. Le revêtement latéritique dominait alors l'entaille par une corniche. C'est ensuite le long des rebords que la cuirasse s'est généralement épaissie le plus, grâce au milieu oxydant favorable à la précipitation des sesquioxydes.

En même temps ce niveau induré, venu en affleurement, a subi une certaine évolution interne à cause de son contact direct avec l'atmosphère et le tapis végétal et surtout à la suite de sa mise en position perchée par l'enfoncement du réseau hydrographique. Les hydroxydes de fer et d'alumine, les deux composants essentiels des cuirasses latéritiques, ont alors montré des comportements différents. *Une partie du fer a été exportée hors du profil, tandis que l'alumine est restée sur place.*

De quelle manière s'est produite cette « accumulation relative », plus ou moins poussée ? Il ressort des expériences de G. PÉDRO (1964) qu'en présence d'eau carbonique et en milieu réducteur, le fer se trouve à l'état ferreux ; il est soluble et peut être lessivé totalement alors que l'alumine reste sur place, précipitée sous forme d'hydroxydes. L'existence de telles conditions physico-chimiques a dû favoriser la bauxitisation des latérites formées sur les vieilles surfaces[4]. D'ailleurs il est possible que l'atmosphère ait été à certaines époques bien plus riche en gaz carbonique qu'elle ne l'est de nos jours, mais la connaissance des conditions physiques de ces paléoclimats nous échappe encore.

La silice libre a également été éliminée en majeure partie. Elle a pu être remontée par les graminées, qui poussent sur ces terrains cuirassés en saison des pluies[5], et fixée dans leurs tiges et leurs feuilles[6]. Le tapis herbacé est souvent brûlé en saison sèche par les feux de brousse ; les cendres sont ensuite emportées par la déflation éolienne ou entraînées sur les pentes par le ruissellement, consécutif aux premières averses.

Mais les oxydes de fer et la silice ont été lessivés surtout grâce à l'entaille des pénéplaines étagées et à leur dissection progressive par le réseau hydrographique lors des diverses périodes de rajeunissement. Le long des ravins débouchant sur des vallées profondes, le drainage devient plus intense, ce qui facilite les départs de fer et de silice. Ainsi l'évolution du modelé de ces surfaces d'aplanissement s'avère être le facteur primordial de la bauxitisation. Sur les plateaux bien découpés, l'alumine a pu se concentrer progressivement au cours des âges ; les taches et les bandes de bauxite se localisent avant tout dans leurs parties étroites où ils se réduisent à des lanières. Par contre, sur les bowé aux formes massives, peu affectés par l'érosion régressive

1. Cf. 2e partie, chap. II, A 2.
2. Cf. paragr. A 3.
3. Cf. 2e partie, chap. II, A 1.
4. Certains auteurs, dont J. SABOT, 1952, avaient déjà insisté sur le rôle du gaz carbonique dans la formation de bauxite, mais G. PÉDRO a pu le montrer de façon expérimentale.
5. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 a.
6. J. D'HOORE, 1954 ; J. TRICART, A. CAILLEUX, 1965.

du chevelu de petits cours d'eau, la cuirasse[1] est restée essentiellement ferrugineuse ; les taches de bauxite, si elles existent, sont peu nombreuses, de dimensions réduites et toujours peu épaisses.

Dans ces cuirasses, partiellement bauxitiques, l'alumine a cristallisé sous forme de gibbsite ou de boehmite. La gibbsite est souvent reconnaissable à l'œil nu ou à la loupe. Elle forme des pâtes légères, poreuses, de couleur rose violacé. La boehmite, invisible à l'œil nu et à la loupe, constitue des niveaux compacts, blanc crème, lorsqu'elle s'y trouve en abondance. Certaines cuirasses bauxitiques, formées sur des psammites ou sur des grès fins schisteux, ont conservé la structure de la roche d'origine sous forme de petites plaquettes constituées principalement par de la gibbsite largement cristallisée[2]. Dans les bauxites à boehmite toute trace de structure a disparu ; la formation présente alors une texture oolitique ou pisolitique. Des analyses aux rayons X ou thermiques différentielles sont nécessaires pour connaître les proportions respectives des deux minéraux d'alumine. Néanmoins la perte au feu des analyses chimiques donne déjà des indications : dans les latérites riches en gibbsite, qui est un trihydrate d'alumine, elle est plus élevée que dans celles contenant beaucoup de boehmite, qui est seulement un monohydrate[3]. L'étude des échantillons de puits et de sondages montre que ces deux formes de cristallisation de l'alumine libre ne sont pas réparties de façon uniforme à travers les profils.

Les prospections de bauxite ont été effectuées sur des plateaux des deuxième et troisième surfaces d'aplanissement, qui couvrent encore de vastes superficies. Nous avons vu que de la première surface subsistent seulement quelques témoins sur les hauts massifs du Fouta Djalon central[4]. Aussi ne présentent-ils que peu d'intérêt pour une éventuelle exploitation minière, qui nécessite des tonnages importants de minerai. J. Sabot (1956, p. 6) signale des affleurements bauxitiques parfois riches en plaquettes gibbsitiques sur le fello Sourou, situé à la bordure occidentale du plateau du Labé, ajoutant aussitôt : « Mais les gisements de cette région n'ont qu'une importance réduite. » Par contre certains groupements de bowé des surfaces de Dongol Sigon et du Fantofa semblent receler des réserves importantes de bauxite. C'est sur eux qu'ont porté essentiellement les études systématiques. Quels sont les principaux résultats scientifiques de ces recherches ?

2. BOWÉ DE LA SURFACE DE DONGOL SIGON

a. Secteur de Tougué

De grands plateaux à cuirasse bauxitique se trouvent dans cette région, où la deuxième surface a été disséquée par les entailles étroites et profondes des affluents de la Gambie et du Bafing. R. Goloubinow (1938 a) les a parcourus lors du levé de la carte géologique au 1/500 000 et a prélevé à cette occasion de nombreux échantillons. D'après ses observations, « la croûte latéritique n'est jamais homogène dans sa masse. On reconnaît des poches roses ou blanches (bauxite) et brunes (minerai de fer) ». Dix-huit ans après, J. Sabot (1956) a examiné, au cours de sa reconnaissance en hélicoptère, ces ensembles de hauts bowé et signalé ceux qui présentent un intérêt minier. Ensuite plusieurs d'entre eux ont fait l'objet d'une prospection systématique par sondages et puits sous la direction de A. Gsell (1957, 1958) : ce sont les plateaux de Gonkou (855 ha), Sibiko (1 400 ha), Tiankounguélé (980 ha) et Soumbalako (720 ha), situés à l'Est de Tougué ; ceux de Pontiolo (1 900 ha) et Kokété-Siaka (1 720 ha) à l'Ouest de cette petite ville (fig. 64). Sur ces bowé, généralement étroits et bien découpés, s'est produite une bauxitisation partielle ou même totale, alors que sur les plateaux

1. Dans ce paragraphe j'utilise le terme cuirasse dans un sens large, comme équivalent de niveau latéritique induré.
2. J. Sabot, 1952.
3. C'est pourquoi j'ai figuré la perte au feu dans les graphiques des analyses chimiques.
4. Cf. paragr. A 1.

à allure massive des environs immédiats de Tougué, la cuirasse est restée beaucoup plus ferrugineuse[1].

Dans cette région la latérite s'est formée essentiellement sur les épais sills de dolérites, mis en place dans les pélites tendres et plastiques de l'Infracambrien (pl. II). La dolérite apparaît dans les têtes de ravins, sous le revêtement latéritique (fig. 145 B). Mais localement la roche mère a pu être une pélite ou une cornéenne : à la surface du bowal Sibiko on remarque, par endroits, des plaquettes et dans un des sondages du bowal Gonkou « on a remonté des fragments très durs à cassure gris bleuté, dont l'aspect rappelle une cornéenne »[2]. Sur ce dernier plateau, un sondage de 20 m est resté dans l'argile atteinte au 10e mètre. L'épaisseur de la cuirasse, qui dépend de facteurs surtout locaux, varie de 7 à 14 m sur les plateaux étudiés ; elle atteint notamment 14 m au promontoire nord-est du bowal Sibiko.

Les travaux de prospection de la Compagnie Péchiney ont montré que le profil de la cuirasse se divise généralement en deux parties, dont la minéralisation n'a pas le même caractère[3] : les premiers mètres de la formation indurée constituent une zone hétérogène, puis, en profondeur, apparaît une zone homogène, séparée du niveau d'argile par une zone de latérite noduleuse.

La bauxite de surface présente des aspects divers, de couleur et de texture, suivant le degré d'élimination du fer. Néanmoins deux types de bauxite caractérisent la zone hétérogène supérieure des plateaux latéritiques de la région de Tougué : une bauxite bicolore blanc-brun clair et une bauxite blanche. Dans la première, la « déferritisation » n'est que partielle. La seconde dérive de la précédente par l'élimination presque totale du fer. Elle recouvre de préférence les pentes ou les bandes de terrain bien drainées. Ce type de bauxite peut en profondeur faire place rapidement à un minerai beaucoup plus ferrugineux et siliceux. Sa texture est souvent pisolitique dans cette zone supérieure. Les analyses d'échantillons indiquent la présence de gibbsite et de boehmite ; cette dernière prédomine souvent.

Généralement à partir du 4e ou du 5e mètre la cuirasse bauxitique acquiert une grande uniformité: elle devient brun violacé, finement poreuse, riche en cristallisations de gibbsite. Ce minéral est toujours le seul constituant alumineux de la zone homogène de profondeur. Voici, à titre d'exemple, l'analyse de l'échantillon G 8 du bowal Gonkou : gibbsite 73 %, oxydes de fer 23,45 %, quartz 2,15 %. *La formation de cette zone homogène est intimement liée aux fluctuations de la nappe phréatique.* Sa limite supérieure semble correspondre au niveau hydrostatique le plus élevé[4]. Naturellement la présence exclusive de gibbsite en profondeur est liée à l'imbibition périodique par la nappe. En outre, l'action dissolvante de l'eau a criblé la pâte de pores à sections très fines, lui conférant ainsi sa texture caractéristique. L'épaisseur de cette bauxite microcristalline poreuse varie beaucoup selon les conditions locales, oscillant entre 3 et 8 m. A sa base elle passe progressivement aux argiles latéritiques sur un intervalle de 1 à 3 m. La cuirasse se termine par des nodules plus ferrugineux, noyés dans l'argile. Au cours de la remontée du niveau hydrostatique en saison des pluies, des éléments d'argile peuvent migrer vers le haut et remplir des anfractuosités ou des fissures, larges de 1 à 2 cm.

Les bowé de *Gonkou, Sibiko* et *Pontiolo* (fig. 64) sont couverts de cuirasses entièrement bauxitiques, dans lesquelles ces deux zones sont toujours bien individualisées. Nous avons choisi, comme exemples, les coupes des trois puits du bowal Sibiko[5] pour montrer à la fois la disposition zonale dans le profil et les variations d'épaisseur de la zone homogène de profondeur (tableau 14 A).

Cette superposition de deux zones aux caractères très différents a été réalisée de façon

1. Je tiens à exprimer ma gratitude à M. J. SABOT, directeur du Service géologique, et à M. A. GSELL, ingénieur géologue de la Compagnie Péchiney, pour m'avoir autorisé à consulter les rapports des trois campagnes de prospection de bauxite.
2. A. GSELL, 1957.
3. A. GSELL, 1957.
4. Renseignement oral de A. GSELL.
5. D'après le rapport de A. GSELL, 1957.

Tableau 14 A. — COUPES DE TROIS PUITS DU BOWAL SIBIKO (région de Tougué).

A C 25		A B 52		Z 35	
0,00-1,50 m	Terre de recouvrement et débris de cuirasse	0,00- 0,35 m	Terre de recouvrement	0,00- 0,50 m	Terre de recouvrement
1,50-4,00	Zone hétérogène de surface	0,35- 3,00	Zone hétérogène de surface	0,50- 4,00	Zone hétérogène de surface
4,00-7,00	Zone homogène de profondeur	3,00-13,00	Zone homogène de profondeur, renfermant des dépôts de fer massif	4,00- 7,00	Zone mixte avec dépôts massifs de fer entre 5 et 6 m
7,00-7,50	Nodules ferrugineux et argile			7,00-11,00	Zone homogène de profondeur ; anfractuosités et fissures remplies d'argile entre 8 et 11 m
7,50-9,00	Argile			11,00-12,00	Nodules ferrugineux et argile

Tableau 14 B. — LE PROFIL BAUXITIQUE. SYNTHÈSE DES EXPÉRIENCES DE G. PÉDRO.

Conditions hydrodynamiques		**Aluminium**		**Fer**		*Types d'accumulation*
Zones expérimentales	*Intensité du drainage*	*Comportement dynamique*	*Nature des néogenèses*	*Comportement dynamique*	*Nature des néogenèses*	
Zone atmosphérique	Très rapide	Maintien partiel → Lessivage partiel	Boehmite AlO — OH	Maintien total $Fe'' \rightarrow Fe'''$	Fe_2O_3	Zone d'accumulation relative en fer
		↓				
Zone de fluctuation phréatique	Moins rapide	Accumulation	Gibbsite $Al(OH)_3$	Maintien	Goethite FeO_2H	Zone d'accumulation absolue en alumine

expérimentale par G. PÉDRO (1964)[1]. Les résultats et leur interprétation sont résumés dans un tableau de la page 401, que nous reproduisons ci-contre (tableau 14 B).

La comparaison des coupes avec le tableau 14 B montre immédiatement la correspondance des deux zones observées sur le terrain et de celles définies par les études de laboratoire. Les expériences sont très instructives pour connaître le comportement de l'alumine. Lorsque le drainage est intense et l'oxydation violente, cet élément est en partie déplacé. Mais il n'est pas évacué avec les eaux de lessivage ; dès qu'il arrive dans la zone de fluctuation de la nappe phréatique, il précipite. G. PÉDRO (1964) conclut : « Dans ces conditions, si le phénomène s'était poursuivi pendant un certain temps, on aurait pu à la longue espérer obtenir une différenciation verticale assez nette au sein même de la zone d'altération latéritique. » Cependant, au cours des expériences de laboratoire, les oxydes de fer sont restés sur place, se concentrant même dans la zone atmosphérique, alors qu'en réalité la majeure partie a quitté le profil grâce au lessivage prolongé, déterminant une accumulation relative d'alumine, c'est-à-dire une bauxitisation plus ou moins prononcée de la cuirasse latéritique.

Sur les bowé de Gonkou, Sibiko et Pontiolo, l'élimination du fer est presque totale. Par contre sur ceux de Soumbalako, Tiankounguélé, Kokété et Siaka elle reste incomplète. En outre, les deux zones n'y sont pas toujours nettement constituées et la bauxite est parfois relativement riche en silice[2] :

— Le bowal *Soumbalako* s'allonge parallèlement au cours du Bafing à une distance de 10 km (fig. 64). Dans sa partie nord-est, la cuirasse devient vite ferrugineuse en profondeur et renferme de nombreux remplissages d'argile. Au Sud-Ouest elle ne comporte plus d'imprégnation ferrugineuse ni de remplissage. Néanmoins la bauxite microcristalline poreuse n'y est pas franchement individualisée en profondeur ; sa porosité est imparfaite.
— Le bowal *Tiankounguélé*, qui s'étire à l'Ouest du précédent, est marqué par de fortes teneurs en silice pour une minéralisation en alumine satisfaisante. Alors que sur les autres plateaux prospectés le pourcentage de silice diminue dans la zone homogène de profondeur, il se maintient élevé jusqu'à la base du niveau induré. Par ailleurs, la bauxite se trouve entachée en profondeur de passées ferrugineuses, notamment dans ses parties fissurées.
— Les bowé *Siaka* et *Kokété* se situent à mi-distance entre Labé et Tougué, au Sud-Est du cours supérieur de la Gambie (fig. 64), et se rejoignent en un vaste ensemble. Sur le bowal Kokété la cuirasse latéritique est seulement alumineuse en surface, sans continuité en profondeur où le fer domine très rapidement. Aussi la bauxite blanche se présente-t-elle sous forme de poches isolées. Dans les parties inférieures des profils la bauxite microcristalline poreuse ne s'est formée qu'exceptionnellement sous une couverture ferrugineuse. Les fortes teneurs en silice sont principalement associées au minerai fissuré. La latérite du plateau de Siaka est plus alumineuse, mais les teneurs en silice y sont plus élevées.

b. Autres secteurs étudiés

La Compagnie Péchiney a aussi fait des travaux de prospection sur quatre plateaux latéritiques de la ***région de Dabola***, à l'Est du haut Bafing[3] : il s'agit des bowé Tékoulou (615 ha), Tékoulou Goral (890 ha) et Tékoulou Deyal (765 ha), qui s'échelonnent sur la ligne de partage des eaux du Bafing et de la Bouka, affluent du Tinkisso, et du bowal N'Perndou (550 ha), au Sud-Ouest des premiers, entre le Diendou, affluent du Bafing, et les sources du Tinkisso (fig. 64). La latéritisation a pu s'effectuer aux dépens soit des venues doléritiques, soit des gneiss du socle ou encore des pélites infracambriennes de l'ancienne couverture. L'épaisseur de la cuirasse y est généralement un peu plus forte que dans la région de Tougué, puisqu'elle varie de 10 à 15 m ; dans le secteur ouest du bowal Tékoulou, deux sondages n'ont touché l'argile qu'au 20e mètre !

Sur le plateau de *Tékoulou Deyal* la bauxitisation est peu avancée ; aussi les teneurs en alumine sont-elles relativement faibles. Dans la zone hétérogène supérieure, la latérite brune, à texture scoriacée,

1. Ce chercheur n'avait probablement pas connaissance des résultats de prospection sur les plateaux latéritiques de Tougué, puisqu'il n'y fait aucune allusion ; d'ailleurs toutes ces observations sont restées inédites.
2. A. GSELL, 1958.
3. A. GSELL, 1958.

est le faciès le plus courant ; la bauxite blanche n'apparaît que localement. En profondeur, la cuirasse est presque toujours ferrugineuse ; l'oligiste et la goethite se concentrent en dépôts massifs, se débitant en plaquettes brun-rouge ou jaune-ocre. La bauxite microcristalline poreuse s'est rarement constituée. Un matériel pulvérulent, coloré par le fer, remplit des fissures et des cavités. Dans la cuirasse du bowal *Tékoulou* ce remplissage fissural est très fréquent ; c'est pourquoi la formation est plus riche en silice. Par contre, dans le revêtement du *Tékoulou Goral* l'élimination du fer et de la silice est plus générale. Aussi la zone homogène de profondeur à bauxite microcristalline poreuse est-elle bien développée dès le 3e ou le 4e mètre. Sur le bowal *N'Perndou* la bauxitisation reste discontinue, coupée par des secteurs ferrugineux. Les poches à haute teneur en alumine, localisées en surface, reposent sur des assises ferrugineuses épaisses. La bauxite microcristalline poreuse n'a été rencontrée qu'exceptionnellement en profondeur. Notons que l'analyse de plusieurs échantillons du Tékoulou Deyal confirme l'association gibbsite-boehmite en surface et la présence exclusive de gibbsite dans la zone profonde.

Les plateaux de la deuxième surface à l'***Ouest de la haute Gambie*** (pl. III) ont seulement fait l'objet d'une reconnaissance détaillée[1]. La latérite semble dériver principalement des larges sills de dolérites (fig. 145 A), mis en place dans les épaisses couches de pélites de l'Infracambrien et du Cambrien[2] ; dans certaines parties légèrement plus basses elle provient peut-être de l'altération des pélites, mais nous n'avons jamais remarqué de plaquettes en surface. La roche mère n'apparaît que très rarement. Dans les lits de petits cours d'eau échancrant les bowé pointent parfois des dolérites. Mais c'est seulement en quelques rares endroits, le long des profondes entailles de la Liti et de la Salambandé, qu'elles constituent des corniches subverticales, surmontées directement par les formations latéritiques (fig. 67 A).

Sur ces bowé la cuirasse est presque toujours ferrugineuse à l'affleurement et présente une texture scoriacée. *La bauxite n'apparaît que localement sous forme d'îlots ou de bandes étroites,* dont le longueur ne dépasse guère 200 m. Sa couleur blanche ou gris clair et sa texture massive ou pisolitique suggèrent la présence de boehmite. Seuls deux plateaux portent un revêtement plus riche en alumine. Sur le petit bowal, qui s'allonge au Sud–Sud-Est de Dongol Sigon (pl. III), des dalles de bauxite blanche, séparées par un dépôt superficiel d'argile noire, couvrent les secteurs nord et nord-ouest ; un petit sondage a touché la cuirasse bauxitique compacte à 30 cm de profondeur. Cette zone alumineuse a environ 1 km de long sur 200 m de large. D'autre part, le bowal de Bagata, découpé en une lanière étroite et arquée entre la Gambie et son affluent la Silamé, présente dans sa partie orientale une bande bauxitique de 500 m sur 300 m. L'analyse chimique de plusieurs échantillons récoltés en divers endroits sur ces taches ou bandes de bauxite donne des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 55 et 64 % ; celles de Fe_2O_3 n'atteignent pas 15 % ; ils contiennent généralement peu de silice.

Les observations faites sur la bordure des bowé indiquent que la cuirasse devient ferrugineuse à faible profondeur. Les poches bauxitiques n'ont donc qu'une épaisseur très limitée, comme le montrent cette coupe de la corniche du petit plateau de Oula et l'analyse de deux échantillons prélevés à 80 cm d'intervalle :

0,00-0,30 m cuirasse bauxitique
0,30-4,00 cuirasse ferrugineuse scoriacée, avec de petites cavités remplies d'argile jaune
4,00-6,00 argile rouge et jaune durcie contenant des concrétions ferrugineuses.

N° de l'échantillon	Profondeur	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	TiO_2	Perte au feu
89	0,20 m	61,20	11,2	0,82	3,5	23,28
90	1,00 m	26,37	44,4	14,74	1,2	13,29

Le lessivage intense le long de la corniche explique sans doute l'accumulation du fer en profondeur et la formation d'un niveau bauxitique de surface, qui d'après la faible perte au

1. P. MICHEL, 1958.
2. Cf. 1re partie, chap. I, B 1 b, 2 b et 4 a.

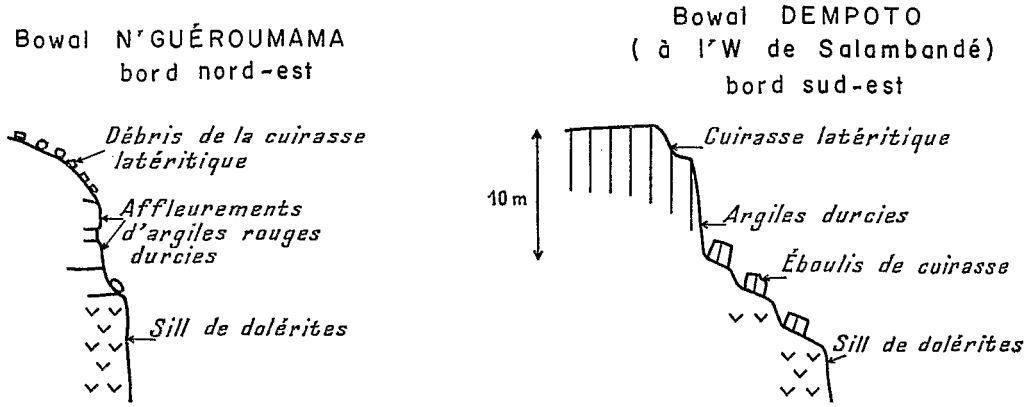


FIG. 67 A. — Rebords de plateaux latéritiques dans la région de Dongol Sigon (Fouta Djalon oriental).

feu semble être riche en boehmite. Exceptionnellement, sur le bord septentrional du bowal de Vélévi et sur le bord sud-est de celui de Bagata, des nodules blanc rosé sont visibles jusqu'à 2 m de profondeur[1].

Sur les plateaux au ***Nord de Dinguiraye*** (fig. 64), J. SABOT (1956) a observé des bandes d'une bauxite très claire, mais elles n'ont généralement que quelques dizaines de mètres de largeur. L'analyse thermique différentielle a indiqué la présence de boehmite dans tous les échantillons ; son pourcentage dans la composition minéralogique, calculé à partir de la perte au feu, varierait entre 16 et 34 % dans les échantillons très alumineux. Cependant, comme pour les bowé à l'Ouest de la haute Gambie, l'élimination du fer n'a été que très partielle, puisque ces poches bauxitiques semblent être de faible épaisseur. Par contre la bauxitisation est beaucoup plus avancée sur le bowal de *Sitaouma*, témoin de la deuxième surface dans le ***Plateau Mandingue méridional***, à proximité des sources du Balé. Sous les formations latéritiques apparaissent en de nombreux points des dolérites, qui constituent vraisemblablement la roche mère. Ce vaste plateau, d'une superficie de 1 100 ha, a été prospecté d'une façon systématique[2]. L'épaisseur de la cuirasse varie de 10 à 15 m. Le bowal se divise en deux secteurs : la partie orientale, élevée et bien plane, présente une bauxitisation très régulière avec des teneurs faibles de silice. Vers l'Ouest, sa surface descend en pente douce sous forme d'un glacis[3]. La cuirasse y est ferrugineuse dans la partie supérieure, les pourcen-

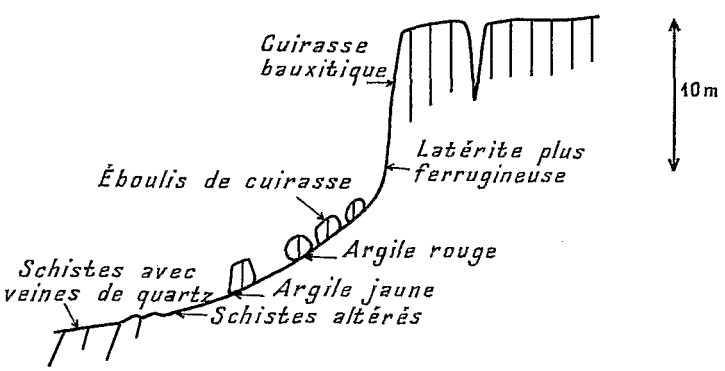


FIG. 67 B. — Bowal de Guingan (Monts Bassari), rebord ouest.

1. Puisque le niveau de bauxite n'a qu'une extension restreinte, aucune prospection par puits ou sondages n'a été entreprise sur ces plateaux.
2. A. GSELL, 1959.
3. Cf. paragr. A 3. Dans le rapport de prospection de la Compagnie Péchiney, cette partie est appelée bowal de Koubaya, mais les deux bowé se raccordent et constituent un tout.

tages d'alumine augmentent en profondeur. Vers l'extrémité du glacis, qui raccordait ce relief résiduel à la troisième surface, la formation devient à nouveau plus homogène et plus bauxitique.

3. BOWÉ DE LA SURFACE DU FANTOFA

La plupart d'entre eux ont fait l'objet d'une reconnaissance et sur quelques-uns ont été entreprises des prospections par puits et sondages.

a. Fouta Djalon septentrional

Dans la région de Médina Salambandé, sur la haute Gambie (pl. III), la latérite recouvre, semble-t-il, des formations géologiques variées : des venues de dolérites, qui affleurent en de nombreux points, des couches de pélites localement transformées en cornéennes, parfois même des bancs de grès grossiers. La cuirasse est le plus souvent ferrugineuse et de texture scoriacée ou pisolitique[1] ; elle ne contient que quelques rares poches de bauxite, d'ailleurs très belle[2]. Ainsi le revêtement du bowal situé à 2 km au Nord-Est de Médina Salambandé est partout ferrugineux, sauf dans le secteur central plus étroit où il renferme des passées bauxitiques.

Dans les bowé du ***Fantofa*** le lessivage du fer a été beaucoup plus important, puisque les formations latéritiques de ces plateaux très digités présentent un excellent drainage interne. Elles sont généralement issues de l'altération des dolérites qui affleurent dans les entailles des ravins[3] ou vers la tête des plateaux[4]. Ces bauxites ont été signalées par L. Baud et M. Nicklès vers 1935 lors du lever de la carte géologique au 1/500 000 ; en 1957-1958 plusieurs plateaux ont fait l'objet d'une prospection par puits, distants en moyenne de 1,5 à 2 km[5].

L'examen des profils de puits a montré l'existence de zones identiques à celles définies précédemment par l'étude des plateaux bauxitiques de la région de Tougué[6]. Néanmoins l'épaisseur de la cuirasse ne dépasse guère 9 m alors qu'elle peut atteindre 15 à 20 m dans cette dernière région ; aussi la puissance des différentes zones est-elle généralement plus faible. Selon J. Badet (1958, p. 16-17), les caractères macroscopiques sont les suivants :

Zone hétérogène de surface : de 0 à 4 m ; structure très diverse (compacte, pisolitique, oolitique, caverneuse) ; couleur très variable, le plus souvent bigarrée.
Zone homogène de profondeur : de 4 à 9 m ; structure poreuse, légère ; couleur rosée, lie-de-vin, mauve violacé, mais rarement bigarrée.
A partir de 9 m apparaissent des formations d'argiles rougeâtres, friables, qui renferment des concrétions. Vers 12 m ont été rencontrés localement des débris d'une dolérite très altérée.

Le faciès de la zone homogène indique une cristallisation de l'alumine sous forme de gibbsite en profondeur, comme dans les cuirasses bauxitiques des plateaux de Tougué et de Dabola. La boehmite semble être abondante dans les premiers mètres. Les analyses de trois échantillons prélevés sur la corniche du plateau de *Dieguélé*[7] dans les environs de Tembéré, ont donné les résultats suivants[8] : 41 % de boehmite en surface, 21 % à quelques

1. P. Michel, 1958.
2. Voici l'analyse d'un échantillon, prélevé en surface dans la partie sud du bowal Tanikou : SiO_2 1,70 ; Al_2O_3 65,54 ; Fe_2O_3 6 ; TiO_2 1,7 ; perte au feu 25,06 %.
3. J. Vogt, 1957.
4. J. Sabot, 1956.
5. Cf. J. Badet, 1958.
6. Cf. paragr. 2 a.
7. Déguélan sur la nouvelle carte au 1/200 000 (feuille Kéniéba).
8. Selon J. Sabot, 1956.

mètres de profondeur et 0 % vers la base du niveau induré ; en même temps que diminue la proportion de boehmite, le pourcentage des oxydes de fer augmente. La description des coupes des puits de prospection, complétée par les résultats des analyses chimiques[1], montre l'existence de passées ferrugineuses, aussi bien dans la partie supérieure qu'en profondeur. D'ailleurs la zone homogène poreuse est absente dans certains profils, même sur un plateau apparemment très alumineux comme celui de *Citadina*[2]. Le fer s'est parfois accumulé à la base de la cuirasse et se débite alors en plaques. La teneur en silice est élevée dans certains secteurs, atteignant 20 % dans quelques sondages.

b. Plateau Mandingue méridional

Les bowé qui se trouvent perchés sur la « falaise » de Tambaoura, dans la ***région de Kéniéba***, sont restés plus ferrugineux. Leur manteau latéritique recouvre des dolérites ou des couches gréseuses. Deux plateaux seulement ont été prospectés par la Compagnie Péchiney : celui de *Sintéfouka*, qui domine directement le site de Kéniéba, et celui de *Donbia*, au Sud-Est[3]. La cuirasse y est généralement très hétérogène. Des passées ou petits secteurs bauxitiques sont pris dans un ensemble ferrugineux et plus siliceux. La « déferrification » locale a pu être intense et livre alors des échantillons de bauxite très claire, riche en boehmite, titrant plus de 60 % d'alumine, au contact d'une latérite dont la teneur moyenne en Al_2O_3 n'atteint pas 35 %.

Les nombreux bowé de la troisième surface d'aplanissement du Plateau Mandingue méridional, entre la dépression de la haute Falémé et la vallée du Bakoy (pl. I), ont été reconnus au cours de plusieurs tournées à pied, puis grâce à une mission en hélicoptère, qui a permis de survoler à basse altitude tous les plateaux[4]. Leur cuirasse est constituée avant tout d'oxydes de fer et contient généralement assez peu d'alumine libre ; la bauxitisation ne s'est produite qu'en de rares endroits. La latérite de ces plateaux s'est formée soit sur des sills de dolérite, soit sur des couches sédimentaires : bancs de grès massifs ou niveaux de grès en plaquettes. Le Bafing moyen, le Balé, affluent de droite, et le Bakoy divisent ce vaste ensemble en quatre secteurs.

A l'***Ouest du Bafing***, sur les grands plateaux qui se dressent le long de la haute Oulounkoli et entre la Naria et son affluent le Bara (pl. V), *le revêtement est dans l'ensemble ferrugineux et ne contient que quelques poches bauxitiques peu épaisses dans des endroits où s'exerce un bon drainage.* Souvent les bowé se prolongent sur les versants en pente douce et descendent jusqu'aux bords des vallées[5]. Néanmoins sur les deux plateaux les plus septentrionaux, près du confluent Naria-Bara et au Nord-Ouest de Binda, la cuirasse latéritique se termine en corniche subverticale, pouvant atteindre 15 m de hauteur au-dessus d'épais sills de dolérite. L'examen de ces coupes naturelles montre qu'en profondeur la latérite se présente sous forme d'une pâte compacte, ferrugineuse, avec intercalation de niveaux de limonite ; les horizons à traînées de gibbsite y sont rares.

Dans ce secteur les formations latéritiques de plusieurs plateaux ont été prospectées par un réseau de puits à maille variable[6]. Ainsi sur le vaste bowal ***Kimbéli***, situé à une quinzaine de kilomètres au Nord-Est de Fari Ndantari (pl. III), ont été creusés vingt puits, espacés d'un kilomètre en moyenne. Ce plateau légèrement bombé a été découpé par deux petits affluents de la Néna en trois branches allongées Nord-Sud (fig. 68). L'ensemble garde cependant une forme massive, puisqu'une cuirasse latéritique plus récente recouvre la plupart

1. *In* J. BADET, 1958.
2. Sa prospection a été poursuivie à une maille plus serrée par le BUMIFOM. Cf. le rapport de DONNOT, 1959.
3. A. GSELL, 1958, 1959.
4. P. MICHEL, 1960 a.
5. Mais cette latérite des pentes est plus récente, puisqu'elle s'est formée après l'entaille de la troisième surface par le réseau hydrographique ; elle sera étudiée au chap. II, B 2.
6. Ces travaux ont été effectués par le S.G.P.M. sur convention avec la Compagnie Péchiney. Cf. le rapport de M. LUCAS, 1959.

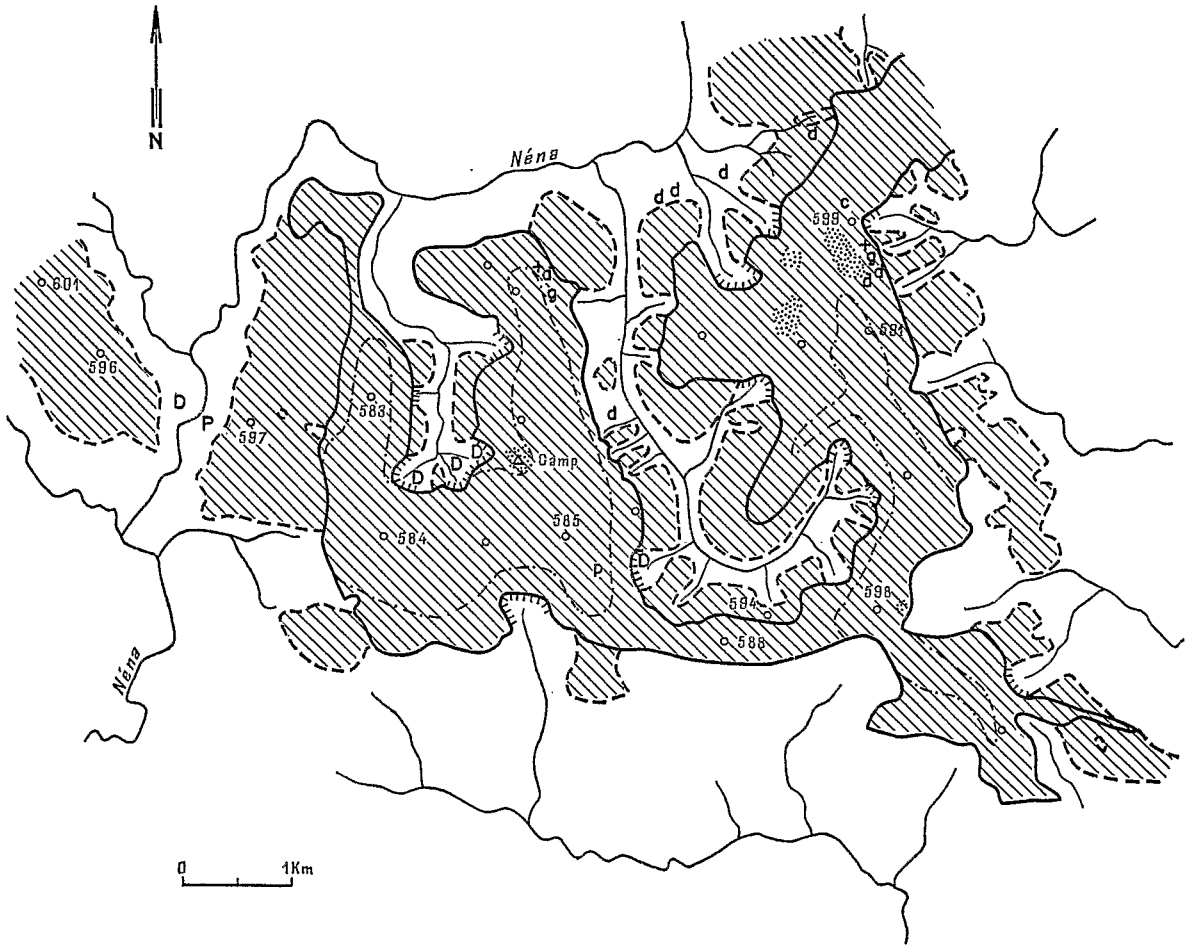


FIG. 68. — Modelé du Bowal Kimbéli dans le Plateau Mandingue méridional.

des versants. Mais nous n'étudierons dans ce paragraphe que le revêtement du plateau même, c'est-à-dire de l'ancienne pénéplaine, rajeunie ultérieurement.

Sur quelles formations s'est élaborée la latérite ? Des sills de dolérites apparaissent en plusieurs points dans les entailles récentes des têtes de ruisseaux sous les corniches de la cuirasse latéritique, notamment à l'Ouest du camp établi par le prospecteur (fig. 68). Un échantillon prélevé à cet endroit, au toit du sill (n° 214), montre à l'analyse une teneur en silice plus élevée que la normale (58,78 % contre 49 à 50 %) ; J. P. BASSOT en a examiné une lame mince et pense qu'il s'est produit un enrichisse-

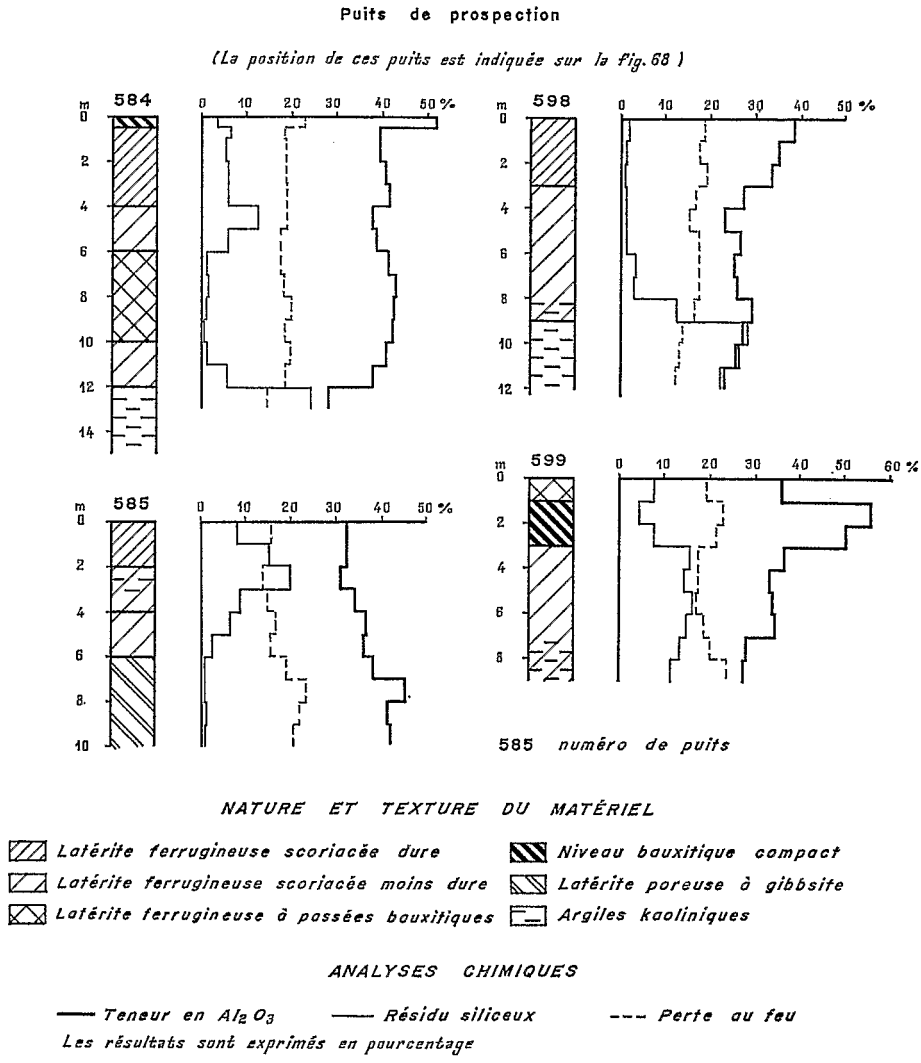


FIG. 69. — Bowal Kimbéli-plateau. Coupes et analyses des formations latéritiques.

ment en silice, sans doute en fin de cristallisation. Ces dolérites se sont probablement mises en place dans une couche de grès fins en plaquettes[1], qui auraient été en partie transformés en cornéennes ; celles-ci n'affleurent nulle part, mais près du puits 599 nous en avons trouvé un morceau et à proximité des fragments de latérite à plaquettes (fig. 68). Ailleurs nous avons ramassé quelques « pierres volantes »[2] de grès et de pélites. *La roche mère du manteau latéritique serait donc le plus souvent une dolérite, qui peut être enrichie en silice, et localement des cornéennes ou des grès fins.*

Les conditions de drainage de ce vaste bowal sont défavorables dans l'ensemble. *Aussi la cuirasse latéritique est-elle toujours assez ferrugineuse en affleurement, sauf dans quelques secteurs bien délimités, où l'on remarque des dalles de latérite bauxitique, de texture compacte ou oolitique*[3]. Ces petits secteurs se situent surtout près de la bordure du plateau, autour des entailles récentes, et vers l'extrémité septentrionale des différentes branches du plateau, dont la largeur diminue progressivement. L'analyse d'échantillons prélevés en surface sur ces

1. D'après la stratigraphie de M. LIOUVILLE, renseignement oral.
2. Expression employée par les géologues pour désigner un fragment de roche ramassé en surface et qui ne se trouve pas en place.
3. P. MICHEL, 1960 a.

dalles bauxitiques et dans les corniches, au-dessus des têtes de ravins, a donné des teneurs en Al_2O_3 et 56 à 66 % ; la structure de la latérite et les pertes au feu, relativement faibles (de 19 à 23 %), suggèrent la présence d'une proportion importante de boehmite.

L'étude des coupes de puits montre la faible épaisseur des poches de bauxite dans la zone supérieure. Le puits 584, implanté dans un secteur à dalles claires, à recoupé dès 0,50 m de profondeur une latérite plus pauvre en alumine (fig. 69). Fait exception le puits 599, placé dans une zone basse à proximité d'une entaille récente en amphithéâtre, sur la partie nord-est du bowal (fig. 68). Il a traversé d'abord une latérite hétérogène, bigarrée, puis entre 2 et 4 m un niveau bauxitique, formé d'une pâte compacte, blanche ou rose (fig. 69). En dessous, la latérite devient rapidement ferrugineuse et renferme des traînées d'argile. *La zone homogène de profondeur s'est rarement constituée*[1] ; elle n'apparaît que dans 3 ou 4 puits et parfois d'une façon incomplète. Par exemple P 585 recoupe dans les premiers mètres une cuirasse essentiellement ferrugineuse, puis traverse entre 6 et 10 m une pâte légère et poreuse à canalicules, piquetée de cristaux de gibbsite ; la teneur en alumine et la perte au feu augmentent en conséquence (fig. 69). Par contre au P 584 la latérite ne présente en profondeur que des passées bauxitiques discontinues.

Le résidu siliceux est généralement élevé et dépasse quelquefois 15 %. Ces teneurs prouvent la faiblesse du lessivage et l'évolution peu marquée de la cuirasse latéritique. Notons que la zone inférieure se termine dans plusieurs puits par un niveau ferrugineux très dur et compact[2]. Les oxydes de fer se sont accumulés ainsi à la base du profil, juste au-dessus du niveau d'argile, au lieu d'être exportés par les eaux phréatiques.

L'épaisseur de la latérite est variable : le puits 598, situé au sommet du bombement de la branche orientale, a atteint les argiles dès le 9e mètre (fig. 69) ; P 584 les a rencontrées au 12e mètre, alors que P 586 et P 602 ont été arrêtés à 12 m sans les avoir touchées. Ces argiles onctueuses, jaunes, sont souvent mouchetées de taches blanches[3] ; au P 598 elles contiennent quelques petits blocs, couleur lie-de-vin, durcis par les imprégnations ferrugineuses.

Tableau 15. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Profils de latérite de la 3e surface d'aplanissement.

++ abondant, + présent en quantité notoire, — traces.
Le chiffre indique la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Gibbsite	Boehmite	Goethite	Kaolinite
32	++	++		
33	++			
232	+	++		
246	—	++		
247	++		+	
236				10
281			—	10

Lieux de prélèvement :

32 Plateau de Taourou. Monts Bassari. En surface.
33 Plateau de Taourou. Monts Bassari. 4 m prof.
232 Bowal Kimbéli. Plateau Mandingue. P 583 4 - 5 m prof.
246 Bowal Kimbéli. Plateau Mandingue. P 585 4 - 5 m prof.
247 Bowal Kimbéli. Plateau Mandingue. P 585 7,30- 9 m prof.
236 Bowal Kimbéli. Plateau Mandingue. P 584 11 -12 m prof.
282 Bowal Kimbéli. Plateau Mandingue. P 598 9 -10 m prof.

1. Sa définition est donnée au paragr. 2 a.
2. Il a été très difficile à percer.
3. Ce faciès est caractéristique d'une argile provenant de l'altération de dolérites (communication orale de J. SABOT).

Plusieurs déterminations aux rayons X confirment la répartition « verticale » des minéraux d'alumine (tableau 15). Dans la partie supérieure du profil la boehmite domine (éch. 232) ; parfois elle est seule présente (éch. 246). Par contre, dans la la zone profonde l'alumine est toujours cristallisée sous forme de gibbsite (éch. 247). Les argiles atteintes à la base du niveau induré sont entièrement kaoliniques (éch. 236 et 281).

Deux autres bowé, de dimensions nettement plus petites, ont aussi fait l'objet d'une prospection détaillée ; nous y avions remarqué, au cours de la reconnaissance en hélicoptère, des affleurements de dalles bauxitiques dans certains secteurs[1]. Il s'agit du bowal *Bara* qui se trouve au Nord-Ouest du Kimbéli, au-delà de l'entaille de la Néna, et du bowal *Saraya*, situé à une quinzaine de kilomètres au Nord de Fari Ndantari (pl. III). Un réseau de puits y a été implanté à la « maille » de 300 m.

Le bowal Bara a la forme d'un triangle équilatéral, la longueur d'un côté étant de 2,5 km. Sa partie centrale se présente comme un plateau tabulaire, légèrement incliné vers le Sud, dont le niveau se situe autour de 600 m. Le bowal se prolonge sur les versants à pente faible, sauf du côté ouest. Une profonde échancrure divise la partie méridionale en deux branches. Le bowal Saraya s'allonge sur 3,5 km au Sud-Ouest du village foula de Diré Dakounta, alors que sa largeur ne dépasse pas 600 m. Ce petit plateau, s'élevant à la cote 630 m, se termine par des versants abrupts, sauf au Nord-Est. Côté ouest il domine le haut bassin de la Naria et le long de ce versant un épais sill de dolérite apparaît en plusieurs endroits sous les formations latéritiques.

Sur les deux plateaux les puits s'enfoncent dès leur début dans une latérite ferrugineuse. *Les dalles bauxitiques ne représentent donc qu'un niveau superficiel démantelé.* Peut-être provient-il de l'altération d'une roche mère plus riche en alumine. En profondeur, les teneurs en Al_2O_3 restent modestes, généralement inférieures à 40 %. Par contre, le résidu siliceux est presque toujours supérieur à 5 % et atteint quelquefois 20 %. Les analyses chimiques démontrent ainsi l'absence de bauxitisation, si l'on excepte l'horizon de surface, fragmenté par l'érosion[2].

Entre le Bafing et le Balé, les plateaux sont moins massifs et présentent fréquemment une forme allongée ou arquée (pl. III). Leur latérite est généralement ferrugineuse. Quelques taches bauxitiques apparaissent sur certains bowé, notamment sur ceux de Matina, de Kouragué (partie centrale), de Kamitoukou (partie sud-ouest) et de Lébéta. Mais il s'agit d'un niveau peu épais et discontinu, séparé par de larges zones à affleurement de latérite ferrugineuse[3]. Sur le bowal de Kamitoukou les dalles de bauxite montrent parfois une texture litée, suggérant la formation à partir d'un niveau de schistes ou de cornes. Ces dalles claires peuvent être recouvertes d'une mince patine ferrugineuse, d'après des observations faites sur le bowal de Lébéta. C'est uniquement sur le bowal au Sud de *Balandougou* que la bauxite apparaît en affleurements plus continus.

Ce plateau tabulaire, en forme de croissant (pl. III), domine de près de 300 m la profonde vallée du Moungoulou. Il a été entaillé en son milieu par plusieurs têtes de ruisseaux. Sa surface s'incline légèrement vers le Sud-Est, la dénivellation étant de l'ordre de 40 m. Dans la partie centrale du plateau s'étendent de larges zones bauxitiques, tout le long des entailles récentes. Les dalles de surface sont formées d'une pâte gris-rose à violacé, souvent poreuse, piquetée de cristaux de gibbsite. Sur le rebord, la latérite prend une texture pseudo-conglomératique, par suite de la « déferrification »[4]. L'épaisseur de cette zone est variable, puisqu'elle dépend de la fissuration de la cuirasse qui conditionne la circulation des eaux. Ainsi, elle atteint 4 à 5 m d'épaisseur sur le bord nord de l'entaille principale, alors que sur le bord sud elle ne descend pas au-delà de 3 m. Dans la partie sud-est du plateau, la latérite est plus mélangée ; les dalles sont moins gibbsitiques et contiennent des passées ferrugineuses, leur donnant parfois un aspect nougaté. L'analyse chimique de cinq échantillons prélevés en surface sur des dalles donne des teneurs en alumine de 56 à 66 % ; le résidu siliceux ne dépasse pas 2,10 %.

1. P. MICHEL, 1960 a.
2. L'épaisseur de la cuirasse latéritique est semblable à celle du bowal Kimbéli, puisque les trois puits les plus profonds, arrêtés à 9 m, n'ont pas touché les argiles.
3. P. MICHEL, 1960 a.
4. Les blocs clairs bauxitiques sont séparés par des dépôts ferrugineux, plus foncés, qui remplissent les fentes.

Du Balé au Bakoy s'égrènent plusieurs lambeaux de la troisième surface d'aplanissement le long de la frontière Guinée-Mali. Parmi eux le plateau de *Gangaran Kourou* (900 ha) a été prospecté par une série de sondages[1]. Ce bowal présente une forme digitée, puisqu'un chevelu hydrographique dense a disséqué ses bordures. Sur les versants abrupts affleurent en de nombreux points des dolérites ; sans doute constituent-elles la roche mère du revêtement latéritique. L'épaisseur de la cuirasse varie de 10 à 14 mètres. Les teneurs en alumine restent modestes : elles sont comprises entre 30 % et 48 %. Dans les premiers mètres, de la boehmite est associée à de la gibbsite. Le résidu siliceux peut atteindre 10 % ; les fortes teneurs en silice sont en liaison avec un recouvrement plus épais de « terre » superficielle[2], entraînée dans les fissures par les eaux de percolation, ou en rapport avec la proximité du niveau aquifère.

Plus au Nord, dans la région de Ségouma, ne subsistent que des plateaux tabulaires, isolés les uns des autres[3], qui dominent généralement un modelé confus de collines et de croupes allongées, recouvertes elles aussi d'un manteau latéritique mais d'âge plus récent[4]. Les entailles actuelles des têtes de ruisseaux y sont rares (fig. 148 a). Aussi la cuirasse de ces témoins est-elle dans l'ensemble chargée de fer, la bauxitisation n'ayant pu s'effectuer que par place.

Prenons comme exemple le plateau qui se déroule de Banounfé à Langanania, sur une longueur de 10 km, sa largeur variant de 0,6 à 1 km. Côté sud, la cuirasse se termine par une corniche de plusieurs mètres. Grâce aux bonnes conditions de drainage, une partie du fer a migré hors du profil le long de l'escarpement : les teneurs en alumine y atteignent 57 % jusqu'à 2,50 m de profondeur. Côté nord, le versant a, par contre, une pente douce et la formation y est restée ferrugineuse.

Le bowal au Sud de Ségouma, disposé en fer à cheval autour d'une tête de vallée, occupe aussi une position favorable. Sa bordure interne est échancrée par les entailles de nombreux ruisseaux. On y remarque plusieurs bandes à dalles claires dans les parties nord et sud, alors qu'au centre affleure une latérite plus ferrugineuse ; mais la bauxitisation n'est peut-être que superficielle. Signalons encore que le témoin le plus septentrional de ce secteur, la butte de Gakouroukoto, porte une latérite riche en fer, qui coiffe des escarpements gréseux.

Dans le dernier secteur, à l'***Est du Bakoy***, où les fragments de la pénéplaine sont plus nombreux et plus étendus, la Compagnie Péchiney a prospecté certains plateaux par sondages[5]. Il s'agit des bowé *Koulala* (560 ha), *Kourouko* (150 ha), *Ouro Néna* (380 ha), *Kéniélando* (420 ha), *Sandambakourou* (340 ha) et *Sorokourou*, qui se groupent autour de la branche occidentale du haut Baoulé[6]. Le premier s'élève à l'Ouest du village Sakorodala, à une altitude moyenne de 650 m[7] ; à l'Ouest il s'élève par des versants abrupts à plus de 150 m au-dessus de la dépression de Farabako et domine de 50 à 100 m les vallées qui le limitent au Nord et à l'Est. Ce plateau bien découpé par les entailles est couvert d'une cuirasse plus ou moins enrichie en alumine par accumulation relative : les valeurs en Al_2O_3 s'échelonnent de 34 à 54 % avec un maximum dans la classe de 46 à 48 %. La perte au feu faible indique la présence de boehmite associée à la gibbsite, notamment dans les premiers mètres des profils. Mais les teneurs en silice sont souvent élevées et variables, dépassant parfois 15 % ; elles ont tendance à diminuer en profondeur.

Sur les autres plateaux prospectés, *la bauxitisation se réduit à des îlots au milieu d'une latérite à prédominance ferrugineuse.* Ainsi les teneurs moyennes en alumine et silice pour le bowal Sorokourou sont approximativement 39 % et 3 %. La topographie ondulée du manteau latéritique expliquerait le manque d'homogénéité des profils. « Des dalles riches en alumine n'ont pas de continuité en profondeur, elles sont en réalité isolées dans une masse à tendance

1. A. Gsell, 1959.
2. Cf. 5e partie, chap. I, C 2.
3. P. Michel, 1960 a.
4. Cf. chap. II, B 2.
5. A. Gsell, 1959.
6. Appelé Ba et Bafing sur la carte au 1/200 000 (Bamako-Ouest).
7. Son nom n'est pas indiqué sur la carte au 1/200 000.

ferrugineuse »[1]. Sur ces divers bowé les argiles latéritiques ont été atteintes entre 8 et 12 m de profondeur.

c. Moyenne Gambie et massif de Bafoulabé

A l'Ouest du Plateau Mandingue, dans les pays de la Falémé et de moyenne Gambie, les hauts bowé témoins de la troisième surface ont des dimensions beaucoup plus petites. Les principaux se trouvent perchés sur les hauteurs des ***Monts Bassari*** (fig. 66). Leur matériel latéritique a été examiné par E. DE CHÉTELAT (1938). Plus récemment, dans le cadre d'une prospection de bauxite, nous avons effectué une reconnaissance systématique de ces petits plateaux et buttes tabulaires[2]. *A l'affleurement, la cuirasse présente une texture souvent nodulaire, quelquefois massive ou pisolitique. Elle est généralement constituée de nodules blanc-rose bauxitiques, de taille très variable, pris dans un ciment de couleur sombre, beaucoup plus ferrugineux.* La proportion des éléments de bauxite est très variable d'un bowal à l'autre : ils sont nombreux dans la latérite du petit plateau de Guingan, alors que celle du plateau de Tiaguissi n'en renferme presque pas sur la majeure partie de sa surface. On constate donc dans l'ensemble une grande hétérogénéité.

Le niveau induré se termine fréquemment au bord des buttes et plateaux par une corniche, qui donne la coupe d'une partie ou de la totalité du profil d'altération (fig. 67 B). *En profondeur, la latérite devient beaucoup plus ferrugineuse.* Souvent elle ne contient plus que quelques noyaux ou traînées bauxitiques. Le passage à cette formation chargée en fer peut être rapide, ainsi que le montre l'analyse chimique de deux échantillons pris sur la corniche est d'une des buttes près d'Akoul (nos 12 et 13). En quelques rares endroits seulement, comme sur le bord ouest du plateau de Guingan (fig. 67 B), la latérite reste bauxitique en profondeur (no 26) :

N° de l'échantillon	Bowal	Prof.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	Perte au feu
12	Akoul	en surf.	1,12	57,29	18	2,5	21,09
13	Akoul	1,50 m	10,24	23,85	50,4	1	14,51
26	Guingan	env. 10 m	2,18	42,87	27,6	2,5	24,85

La faible perte au feu de l'échantillon de surface, cependant riche en alumine, suggère la présence de boehmite. Elle est confirmée par l'analyse aux rayons X de deux prélèvements (éch. 32 et 33) sur une corniche du plateau de Taourou (tableau 15) : au sommet de la cuirasse, la boehmite est associée à la gibbsite, alors qu'à 4 m de profondeur seul ce dernier minéral a été reconnu.

Vers la base des corniches apparaissent les argiles rouges ou jaune-rouge, truffées de concrétions ferrugineuses. Ce manteau latéritique provient de l'altération de schistes à amphibole et épidote qui constituent le principal faciès de la série métamorphique des Bassari[3]. Le versant ouest du bowal de Guingan en offre une belle coupe d'ensemble depuis la roche mère (fig. 67 B).

J. SAGATZKY (1948) a signalé l'existence de bauxite sur les ***reliefs de la « boucle » de la Gambie.*** Mais il s'agit de taches au milieu d'une latérite principalement ferrugineuse. Sur le petit plateau de Bafoundou, au sommet de la boucle (pl. VI, cote 445), la cuirasse

1. A. GSELL, 1959.
2. P. MICHEL, 1958.
3. Cf. 1re partie, chap. I, B 3 b.

est formée par endroits de pisolites ferrugineux, pris dans un ciment plus clair, bauxitique ; le plateau de Lakanta présente dans sa partie nord-ouest un petit îlot de dalles blanches, sans doute riches en boehmite, mais ce niveau semble tout à fait superficiel[1]. Au Nord de la boucle de la Gambie, les quelques témoins de la pénéplaine subsistant au sommet des reliefs de métabasites sont couverts d'une latérite uniquement ferrugineuse[2]. La cuirasse présente une texture scoriacée ou bréchoïde. Au mont Finnba Kourou elle se termine en plusieurs endroits par une corniche d'environ 8 m ; en profondeur on observe des concrétions ferrugineuses, parfois très abondantes et de grande taille, enrobées d'argile rouge.

Les petits bowé, coiffant les reliefs doléritiques du ***massif de Bafoulabé***, immédiatement au Nord du Plateau Mandingue, présentent tous une latérite plus ou moins ferrugineuse. Au cours d'une reconnaissance générale[3] nous n'avons observé que *sur trois petits plateaux des affleurements assez continus d'une bauxite très claire.* Ils se situent tous les trois àproximité de la profonde entaille du Bakoy, qu'ils dominent de près de 400 m[4], et se groupent autour du hameau Foulanko (fig. 70). Leur revêtement latéritique a été prospecté pendant l'hivernage de 1959 par un réseau de puits implantés à la maille de 150 m[5].

A la surface de ces trois petits bowé affleurent des dalles, couleur gris-blanc, constituées généralement par une pâte compacte à trame oolitique. Par endroits sont éparpillés des blocs d'un conglomérat à débris de bauxite claire, de taille variable, pris dans une pâte ferrugineuse plus tendre. Entre le dallage s'étend une mince couche détritique, formée d'un mélange de limon argileux gris et de petits fragments de cuirasse, qui masque la latérite *in situ*[6]. En quelques points, les formations latéritiques se terminent par une petite corniche : elles sont claires au sommet, mais deviennent brusquement plus foncées entre 1 et 2 m. Ailleurs, des débris couvrent le versant jusqu'aux sills de dolérites, visibles une dizaine de mètres plus bas (fig. 70).

Notons que ces venues doléritiques ne paraissent pas homogènes. Une analyse chimique a été faite sur deux échantillons prélevés sur l'épais sill qui porte le recouvrement latéritique du bowal II : l'un près de la base (n° 417), l'autre au toit du sill (n° 362). La teneur en silice du premier est de 49,90 %, ce qui correspond à la normale ; celle du second s'élève, par contre, à 57,04 %. En étudiant une lame mince taillée dans ce dernier échantillon, J. P. Bassot a constaté un enrichissement en silice par différenciation magmatique.

L'étude des puits de prospection montre nettement que la bauxite claire ne forme pas une couche continue, mais seulement quelques poches peu profondes (fig. 71). Leur teneur en alumine varie entre 57 et 64 %. La perte au feu peu élevée (de 17 à 22 %), ainsi que la structure compacte et la couleur très claire de la formation, indiquent une prédominance de *boehmite.* De telles poches bauxitiques ont seulement été traversées par cinq puits sur un total de quarante-deux[7]. Entre 0,50 m et 1,50 m de profondeur, ces puits pénètrent dans une latérite beaucoup plus ferrugineuse, sauf le puits 5 du bowal IV qui est resté dans la bauxite blanche à 1,50 m de profondeur (fig. 71). Le passage est souvent brusque, comme le montrent la coupe et les résultats d'analyses du puits 2 creusé sur le bowal II. Par contre, dans le puits 11 du bowal I, de nombreux blocs de bauxite sont mêlés à la latérite ferrugineuse entre 0,50 et 1,50 m ; aussi les teneurs en alumine diminuent-elles progressivement vers la base.

La présence de boehmite dans cette zone supérieure est normale, mais il manque la zone de profondeur, riche en gibbsite. Les puits atteignent rapidement le niveau d'argile latéritique. Cette observation suggère que *la formation latéritique a été fortement érodée depuis une période déjà ancienne et que nous sommes en présence de profils tronqués.* L'abondance

1. Observations faites au cours de deux excursions annuelles du Département de géographie de Dakar, en 1961 et 1964.
2. P. Michel, 1960 a.
3. Faite en hélicoptère et complétée par des tournées à pied.
4. Ces bowé ne sont distants que de 6 à 8 km, à vol d'oiseau, du village de Niakalénessiraya, construit sur les rives du Bakoy, mais les versants escarpés du massif rendent leur accès difficile.
5. P. Michel, C. Pérez, 1960.
6. Cette couche a en moyenne 20 cm d'épaisseur ; cependant elle atteint 1 m au puits 6 du bowal I.
7. P. Michel, 1960 a.

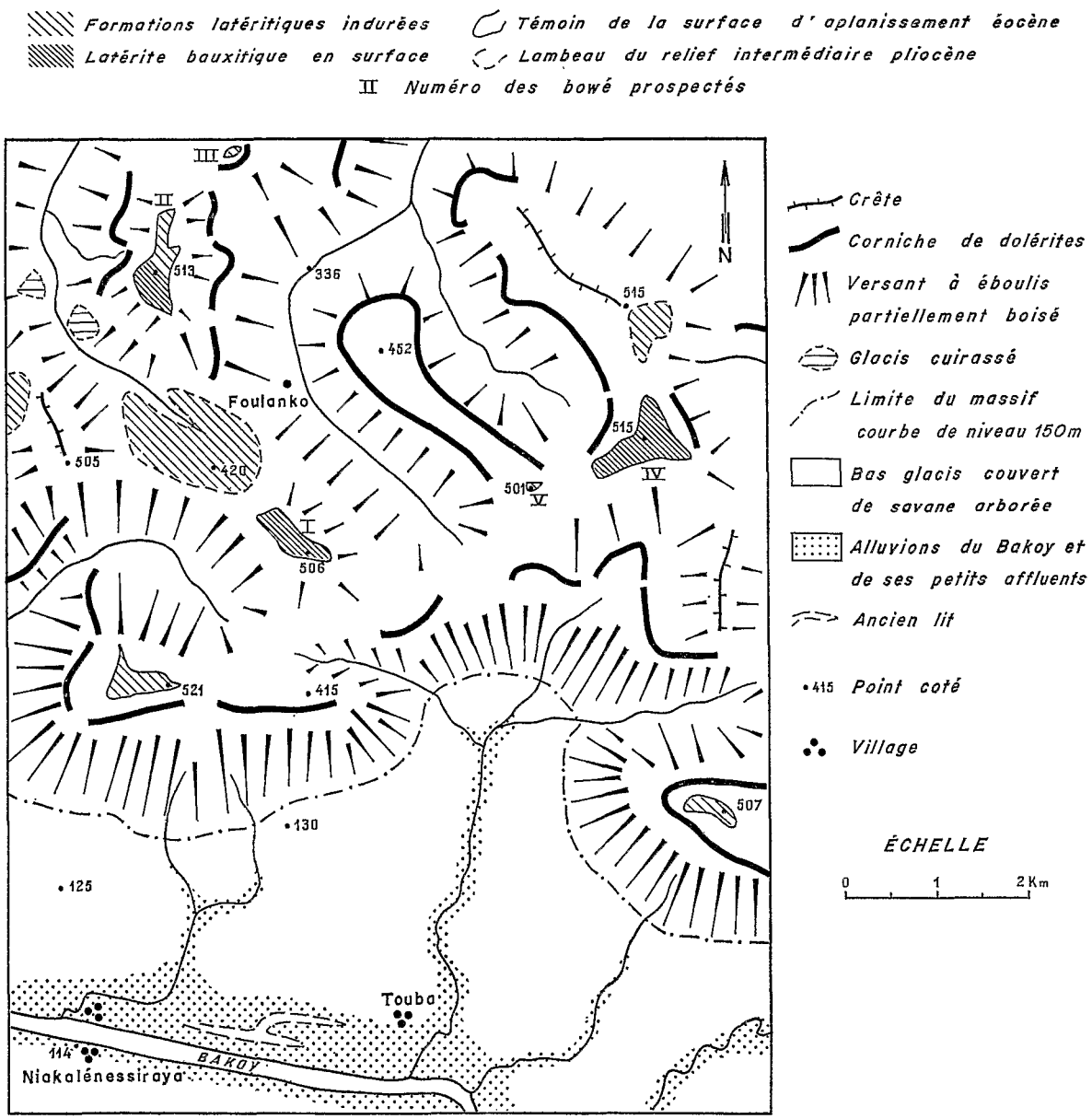


FIG. 70. — Petits bowé bauxitiques près du bord sud-ouest du massif de Bafoulabé.

de boehmite à ce niveau pourrait s'expliquer par la déshydratation progressive de la gibbsite, puisque les recouvrements de ces petits plateaux ne sont plus imbibés par les fluctuations d'une nappe phréatique permanente[1].

Les autres puits ont presque tous traversé une latérite plus ou moins ferrugineuse, même lorsque des dalles bauxitiques s'éparpillaient à proximité ; par endroits cette latérite contient des nodules de bauxite claire. Le lessivage, très partiel, des oxydes de fer s'est effectué surtout le long des fissures. Mais ceux-ci n'ont migré que sur une très courte distance et sont restés dans le profil, puisqu'on observe souvent dans la formation primaire, lessivée, en partie bauxitique, des dépôts secondaires ferrugineux, plus tendres qui remplissent les interstices. Les teneurs en alumine de cette latérite hétérogène varient

1. Il ne se produit qu'un engorgement temporaire de profondeur en saison des pluies.

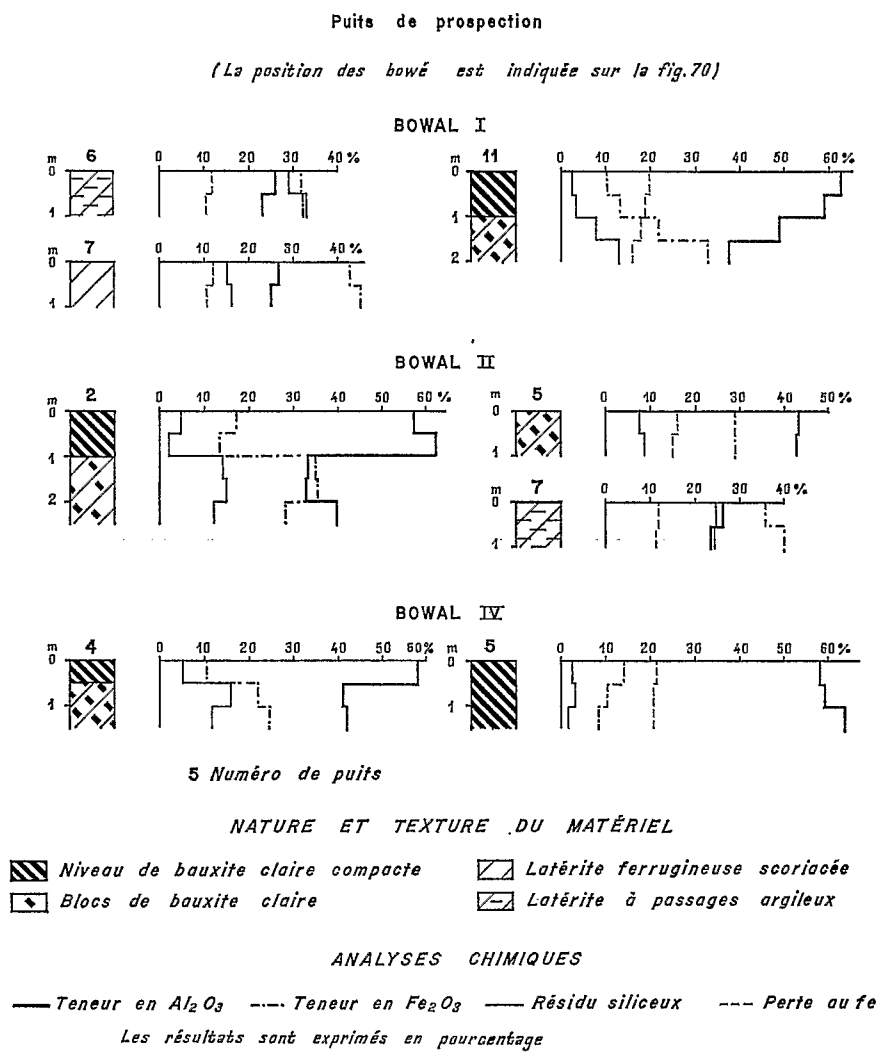


FIG. 71. — Massif de Bafoulabé. Coupes et analyses des formations latéritiques.

de 30 à 50 % (fig. 71, puits 5 du bowal II). Elle renferme en outre des nodules ou des passages de kaolin. Le résidu siliceux y est généralement élevé ; il atteint ou dépasse 8 %.

Quelques puits sont entrés tout de suite dans des argiles imprégnées par des solutions ferrugineuses, qui se situent d'habitude à la base des cuirasses latéritiques. Leur mise en affleurement ne constitue-t-elle pas une preuve de l'importance de l'ablation ?

***

L'étude comparative des cuirasses latéritiques montre qu'elles sont généralement moins épaisses sur la troisième pénéplaine que sur la seconde. Leur développement en profondeur a été plus faible puisque leur formation est moins ancienne. Dans des régions moins humides, comme le massif de Bafoulabé, le démantèlement en surface l'a emporté sur la croissance par la base ; aussi leur destruction y est-elle très avancée. *En outre, les bowé de la surface de Dongol Sigon sont, dans l'ensemble, plus bauxitiques que ceux de la surface du Fantofa, situés en contrebas.* Leur évolution s'étend sur une durée géologique beaucoup plus longue : en consé-

quence, la concentration des hydroxydes d'alumine, par accumulation relative, s'y est mieux produite, à conditions de drainage égales.

La première surface d'aplanissement, dont ne subsistent plus que quelques témoins sur les massifs les plus élevés du Fouta Djalon, paraît avoir été la plus parfaite, puisqu'elle s'est étendue à toutes les régions drainées maintenant par le Sénégal et la Gambie. Cette pénéplaine *a complètement nivelé les reliefs issus des mouvements hercyniens*, qu'il s'agisse de bombements à grand rayon de courbure ou de plissements sur la bordure occidentale de la couverture du socle[1]. Sur le plateau du Labé elle a recoupé aussi bien les grès quartzites ordoviciens, à pendage monoclinal, que les sills de dolérites s'étalant au milieu des pélites du Cambrien. *L'attaque par l'érosion de cette surface constitue donc le point de départ de l'évolution géomorphologique des deux bassins-versants.*

Pendant quelles périodes géologiques se sont formées ces différentes pénéplaines et leurs recouvrements latéritiques ? De quelle manière se sont-elles élaborées ? Comment ont-elles été disséquées par le réseau hydrographique ?

C. LES PREMIÈRES ÉTAPES DE LA MORPHOGENÈSE

L'élaboration de ces surfaces d'aplanissement a sans doute été complexe. Si le milieu bioclimatique a probablement toujours été tropical, *des **phases humides** alternaient sans doute avec des **phases plus sèches.*** Les premières permettaient une altération plus ou moins profonde des roches selon leur dureté ; puis les secondes favorisaient la fragmentation et le transport de ces matériaux. Nous verrons ultérieurement[2] que ces modifications du système morphoclimatique expliquent la formation des glacis cuirassés. On peut penser que, dans un premier stade, des glacis se sont développés le long des multiples branches du réseau hydrographique.

Ces surfaces d'érosion locales se sont étendues progressivement. Des mouvements tectoniques locaux ou régionaux ont pu entraver leur formation, mais au cours de longues périodes de stabilité, les glacis ont grignoté peu à peu la plupart des reliefs. Leur raccord complet aboutit à un aplanissement régional, qui recoupe aussi bien les roches dures que les roches tendres. *Si les phases sèches, favorisant l'érosion mécanique, ont beaucoup contribué au nivellement progressif du relief, celui-ci se serait toujours achevé sous un climat tropical humide, engendrant une profonde altération latéritique et le cuirassement ultérieur de la surface*[3]. C'est pourquoi les aplanissements successifs présentent une topographie légèrement ondulée avec des formes très douces, généralement convexes.

S'agit-il de pédiplaines ou de pénéplaines ? Il est difficile de donner une définition aussi tranchée[4] à ces surfaces complexes. Elles tiennent des caractères des unes et des autres. Si l'on considère leur genèse, elles doivent être qualifiées de pédiplaines. Mais leurs aspects topographiques, liés au recouvrement latéritique, nous inciteraient plutôt à les désigner du nom de pénéplaine. Aussi préférons-nous employer plutôt le terme moins précis et moins controversé de surface d'aplanissement[5].

Plusieurs surfaces, souvent étagées, ont été définies et datées de façon approximative en Afrique centrale et australe[6]. L. KING (1962) distingue : la surface de Gondwana, extrêmement aplanie, datant du Jurassique ; une surface post-Gondwana, façonnée au début du

1. Cf. 1re partie, chap. I, B 3 c.
2. 4e partie, chap. I, A 3.
3. Cette hypothèse est confirmée par la paléogéographie que nous retraçons dans les pages suivantes.
4. Cf. H. BAULIG, 1952 a, 1956.
5. H. LOUIS, 1964, déduit de ses observations au Tanganyika (Tanzanie) que ces surfaces *(Rumpfflächen)* s'élaborent uniquement dans un domaine limité par les isohyètes 500 et 1 000 mm, où elles présentent des vallées très évasées *(Flachmuldentäler)*.
6. Cf. J. DRESCH, 1947 ; L. KING, 1962 ; leur succession est résumée dans le tableau de la page 242 du dernier ouvrage.

Crétacé ; la surface africaine, la mieux aplanie mais très disséquée par les érosions postérieures, qui s'est achevée entre la fin du Crétacé et le Tertiaire moyen.

Des témoins de diverses surfaces d'aplanissement ont été décrits aussi dans des régions montagneuses d'Afrique occidentale et du Cameroun[1]. La corrélation entre ces restes de surface a été ébauchée pour l'Afrique occidentale, mais elle reste hypothétique[2]. Leur datation s'avère souvent délicate, puisque ces « niveaux d'érosion intérieurs », pour reprendre l'expression de M. LAMOTTE et G. ROUGERIE (1961), se trouvent parfois à plus de mille kilomètres des couches sédimentaires déposées dans les golfes marins qui occupaient certaines parties de l'Ouest africain au Secondaire et au Tertiaire[3].

Pour les bassins drainés par les fleuves Sénégal et Gambie, par contre, les derniers lambeaux des surfaces d'aplanissement se situent au voisinage des séries marines : ainsi les dépôts calcaires ou gréseux de l'Éocène moyen, reconnus près de Badi, ne sont distants que de 50 à 60 km des restes de la surface du Fantofa, perchés sur les Monts Bassari, et de 130 km environ des témoins des surfaces de Dongol Sigon et du Labé subsistant sur les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon (pl. VI). Grâce à leur proximité, *il nous est possible d'utiliser les formations du golfe sénégalo-mauritanien comme dépôts corrélatifs des principales phases d'érosion et d'aplanissement* qui se sont succédées dans les hauts bassins jusqu'à la régres-sion généralisée de l'Éocène supérieur.

1. LA FORMATION DES DEUX PREMIÈRES SURFACES

La **première surface** s'est probablement élaborée au Trias. Elle *a pu s'achever au* ***Jurassique inférieur à moyen*** (fig. 63) et se couvrir ensuite d'un manteau de latérite. La mer jurassique devait border un continent presque aplani où l'érosion était très peu active, puisqu'à faible distance de l'ancien littoral (fig. 5) on trouve déjà des roches à granulométrie très fine[4]. La sédimentation carbonatée du Jurassique supérieur dans l'Ouest du Sénégal montre que le continent était stable et que le climat était sans doute de type tropical humide, engendrant une profonde altération latéritique, accompagnée d'un lessivage intense des bases. Cette première surface d'aplanissement peut s'identifier à la surface de Gondwana, définie par L. KING en Afrique centrale et australe.

A partir de la fin du Jurassique se manifeste une subsidence active dans la partie occidentale du bassin sédimentaire. La mer s'avance lentement sur la pénéplaine affaissée alors que, dans les régions situées plus à l'Est, celle-ci se soulève. Aussi les formations très épaisses du Néocomien contiennent-elles des niveaux gréseux intercalés dans les dépôts de carbonate[5].

Ce soulèvement épeirogénique de la surface du Labé dans les hauts bassins s'accompagnait probablement d'un rejeu d'anciennes failles, surtout de cassures datant des mouvements hercyniens ; certaines sont peut-être plus récentes. L. DELAIRE (1950) notait déjà que « le Fouta Djalon forme un bloc rigide qui s'est fracturé sous les effets conjugués d'injection de sills de dolérite et de mouvements de surrection... plus récents »[6]. Nous avons signalé[7] que, d'après

1. Cf. notamment G. ROUGERIE, M. LAMOTTE, 1952, J. Ch. LECLERC *et al.*, 1955, pour la chaîne du Nimba ; S. DAVEAU, 1959 et 1960, pour les plateaux de Bandiagara et de Banfora ; W. BRÜCKNER, 1957, T. E. HILTON, 1963, pour le Ghana ; J. C. PUGH, 1953, A. M. DE SWARDT, 1964, pour le Nigeria ; B. GÈZE, 1943, P. SÉGALEN, 1967, pour le Cameroun.
2. M. LAMOTTE, G. ROUGERIE, 1961. Pour les régions qu'ils n'ont pas étudiées personnellement, ces deux auteurs se sont basés surtout sur des critères d'altimétrie alors qu'ils ne disposaient parfois que de cartes topographiques très sommaires ; en outre, ils n'ont pas inclus dans leur étude les pays anglophones, Ghana et Nigeria notamment.
3. Cf. R. FURON, 1960.
4. Cette remarque a déjà été faite par les géologues pétroliers dans leur rapport de synthèse ; cf. J. CASTELAIN, J. CAUVIN, 1963.
5. Cf. 1re partie, chap. I, C 1.
6. Cf. la notice explicative de la carte géologique au 1/500 000, feuille Kindia-Est, p. 17, rédigée par L. RENAUD et J. P. LAJOINIE d'après les travaux inédits de L. DELAIRE. A propos de l'âge de ces déformations plus récentes, les auteurs ajoutent prudemment : « que l'on ne peut dater faute de formations plus jeunes que le Primaire ».
7. 1re partie, chap. I D.

les travaux de J. P. Bassot (1963), la bordure orientale des séries sédimentaires du Crétacé et du Tertiaire est jalonnée par des anomalies magnétiques indiquant la présence d'accidents profonds[1]. Les reconnaissances géologiques de J. P. Lajoinie sur le Konkouré « ont parfois permis de découvrir un certain nombre de petites failles qui atteignent les sills (décrochements de 15 à 20 m) et qui se superposent à la fracturation des schistes et aux nombreuses digitations des filons de dolérites. Il s'agit donc là de mouvements postérieurs aux venues de lave »[2]. Sur le plateau du Labé, J. Pouquet (1956 b) a remarqué près de la Sireya[3] une fracture verticale d'un rejet de 3 à 4 m, affectant le substratum et son recouvrement de cuirasse latéritique. Ces failles auraient notamment surélevé le bloc du massif de Mali où l'unique témoin de cette pénéplaine se situe à 1 382 m (pl. III).

Le soulèvement a atteint sa plus grande ampleur dans le Fouta Djalon central qui est érigé en dorsale. *Au cours de l'entaille par le réseau hydrographique, les hauteurs de Mali, du Labé et de Dalaba formèrent des reliefs résiduels, constituant la principale ligne de partage des eaux* (fig. 72) : la Gambie supérieure et le Bafing coulèrent vers le Nord-Est, la Koumba[4], le Konkouré et son gros affluent la Kakrima se dirigèrent, par contre, vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Le creusement des rivières fut facilité par le réseau de fractures. Les géologues travaillant dans ces régions avaient déjà remarqué que « ces failles sont généralement soulignées par les cours d'eau »[5]. C'est pourquoi le tracé de la Gambie présente des directions orthogonales SW-NE et NW-SE[6], aussi bien dans ses grandes lignes que dans le détail, qui lui impriment son allure coudée. La plupart de ses affluents suivent les mêmes orientations (pl. III).

La Gambie contourne d'abord le massif de Mali ; après s'être dirigée vers le Nord-Est, elle coule vers le Nord-Ouest en suivant la pente de la surface du Labé, accentuée par le soulèvement épeirogénique, pour rejoindre le bassin sédimentaire sénégalais (pl. VI). Le Bafing, par contre, s'écoule vers le Nord-Est jusqu'à la frontière du Mali, s'éloignant de l'ancien golfe marin (fig. 64). Il est vraisemblable qu'il se perdait alors au Mali occidental, dans la région de Nara au Nord-Est du Plateau Mandingue (fig. 72).

Les études géologiques de R. Dars (1957, 1960) ont montré la présence dans cette région de dépôts gréseux et argileux, tendres, bariolés, reposant en discordance sur les schistes de Nara[7] avec lesquels ils peuvent être en contact par faille. Leur faciès détritique et quelques fossiles ont permis de les attribuer au ***Continental intercalaire***[8] ; la base de la formation est datée du Jurassique par la découverte de bois silicifiés (*Brachyoxylon sp.* Jeffrey)[9]. *C'est un dépôt à faciès sidérolitique*[10], *provenant de l'érosion des produits d'altération latéritique sur la partie soulevée de l'ancienne surface d'aplanissement ;* la fraction argileuse est constituée essentiellement de kaolinite.

Une campagne de recherche géophysique a précisé l'étendue de cette formation continentale et a mis en évidence l'existence d'un *vaste fossé d'effondrement*[11] qui s'étend des environs de Nara jusqu'au lac Faguibine (fig. 1). Ce fossé, de direction WSW-ENE, atteindrait une profondeur de 1 000 m et serait rempli au moins en partie, peut-être en totalité, de dépôts du Continental intercalaire.

Plus au Nord, ces formations détritiques affleurent à la partie supérieure des cuestas du Dhar Néma et du Dhar Oualata, qui limitent la grande dépression du Hodh (fig. 72). Leur base est constituée d'un niveau d'argile, puis se succèdent des couches de grès schisteux, de grès

1. Notons que, d'après des mesures géochronologiques, les « younger granites » du Nigeria dateraient du Jurassique ; cf. J. Barrère, M. Slansky, 1965, p. 83.
2. *In* J. P. Lajoinie, M. Bonifas, 1961, p. 12.
3. Petit affluent de la Sala, au pont de Markala, sur la route de Labé à Popodara.
4. Elle constitue une des branches supérieures de la Tominé.
5. L. Renaud, J. P. Lajoinie, notice explicative, feuille Kindia-Est.
6. Qui sont, rappelons-le, les principales directions hercyniennes.
7. De la série de Kayes, attribuée par C. Bense au Cambrien inférieur ; cf. 1re partie, chap. I, B 2 a.
8. La définition de cette formation continentale est donnée dans le Lexique stratigraphique, 1956, p. 19.
9. R. Dars, 1960.
10. G. Millot, 1964, p. 181.
11. R. Dars, 1960.

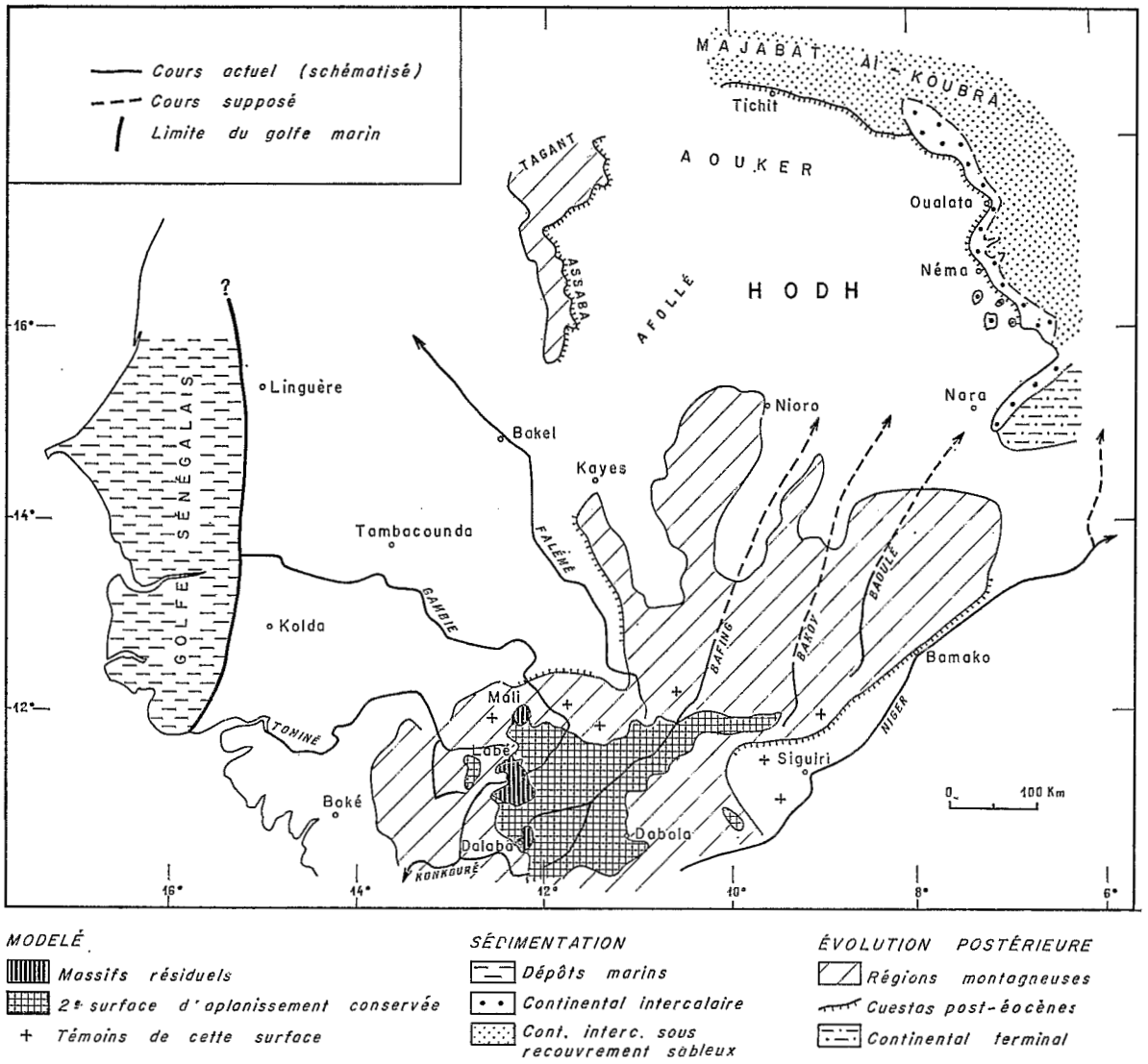


FIG. 72. — Réseau hydrographique lors du second aplanissement (Albien ?).

versicolores et de grès en plaquettes[1]. Les fractions argileuses sont toujours kaoliniques[2]. Dans l'escarpement du Dhar, l'épaisseur des dépôts varie entre 30 et 50 m, mais leur puissance augmente vers l'Est et atteindrait 200 m à 220 km à l'Est de Néma[3]. D'autre part, Th. MONOD (1955, 1958) a observé à la bordure sud-ouest des ergs de la Majâbat al-Koubrâ (fig. 72) des affleurements de grès qui ressemblent à ceux du Khnâchich au Mali septentrional, attribués au Continental intercalaire ; quelques pointements ont été repérés au milieu de ce vaste ensemble dunaire.

Ainsi, pendant le Crétacé inférieur s'étendait un grand bassin de sédimentation continentale au Nord-Est des régions soulevées du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue. Il est probable que les grès du Continental intercalaire constituent le substratum de toute la Majâbat. Outre le Bafing, les autres branches du haut Sénégal, c'est-à-dire le Bakoy et

1. BURGÉAP, 1963.
2. P. AUDRY, Ch. ROSSETTI, 1962, p. 234.
3. BURGÉAP, 1963.

son affluent le Baoulé, devaient se perdre dans cette vaste cuvette intérieure (fig. 72). L'apport d'énormes masses de matériel détritique, souvent grossier, indique une érosion intense dans les régions de bordure, sous un climat tropical à tendance sèche favorisant la désagrégation mécanique et le transport des débris sur une grande distance.

La **deuxième surface** d'aplanissement se développe alors et nivelle peu à peu tous les reliefs[1] sauf certaines parties des massifs centraux du Fouta Djalon (fig. 64). *Il semble qu'elle se soit achevée pendant l'**Albien*** (fig. 63), puisque la sédimentation dans le golfe marin sénégalais redevient alors plus fine ; parmi les sédiments détritiques prédominent les argiles versicolores et certains niveaux contiennent des traces de lignite[2]. Les études palynologiques faites sur les carottes des sondages pétroliers indiqueraient un climat plus humide et peut-être plus chaud à l'Albien supérieur[3]. L'altération biochimique des roches pendant cette période humide a couvert la surface de Dongol Sigon d'un épais manteau latéritique. Cette seconde pénéplaine correspondrait à la surface post-Gondwana de L. KING.

La sédimentation reste fine pendant le Cénomanien inférieur, mais change de caractère au ***Cénomanien supérieur.*** Les dépôts détritiques deviennent plus grossiers : les couches de sable abondent et renferment des niveaux de graviers et de galets dans les régions littorales, indiquant une reprise d'érosion sur le continent (fig. 3). *La subsidence s'affirme dans la partie ouest du golfe marin, alors que les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie sont de nouveau soulevés par mouvement épeirogénique.* Des déformations tectoniques se produisent également dans d'autres régions d'Afrique occidentale. Dans le bassin du Niger moyen se forme alors le fossé tectonique de Gao (fig. 4). La mer cénomanienne, venant d'Afrique du Nord, fait sa jonction par le « détroit soudanais » avec le golfe marin du Nigeria grâce à cet effondrement[4]. De part et d'autre du fossé, les calcaires cénomaniens reposent tantôt sur le Continental intercalaire, tantôt sur le socle cristallin.

Au Turonien et Sénonien inférieur la sédimentation détritique se ralentit dans le golfe sénégalais. Des sables ligniteux et argileux passent à des argiles feuilletées, versicolores ou grises. Les déterminations palynologiques montrent l'existence d'un climat humide pendant cette période. Des pollens de *Triorites* et *Monocolpopollenites*, qui appartiennent à la famille des palmiers, apparaissent au Sénonien inférieur[5]. Une altération intense, accompagnée d'une migration des oxydes de fer, se produit vraisemblablement sur les terres émergées lors de cette phase humide. Ainsi l'étude des sondages de Linguère et Barkedji, dans le Ferlo central[6], révèle que, « sous du Maestrichtien daté, existent des vestiges d'une activité latéritique (au sens large), fossile, autochtone, affectant un argilo-sableux sous-jacent. Elle se caractérise par des concentrations ferriques en amas et présente de nombreuses analogies avec des horizons plus récents »[7].

Au Sénonien supérieur se déposent à nouveau des sables et grès contenant des niveaux de graviers et galets en bordure du continent. Vers la fin du Sénonien se produisent des intrusions profondes dans la partie occidentale du bassin sénégalais, provoquant la surrection du dôme de Léona[8]. *Le **Maestrichtien** est transgressif* (fig. 3). *La sédimentation détritique à éléments grossiers se poursuit tout au long de cet étage. Elle est liée à la fois aux mouvements*

1. Cf. paragr. A 2.
2. Cf. 1re partie, chap. I, C 1.
3. S. JARDINÉ, L. MAGLOIRE, 1965 ; je remercie vivement P. ASSÉMIEN d'avoir bien voulu me préciser le contexte paléoclimatique en fonction des espèces de pollens trouvées dans les différents niveaux.
4. H. RADIER, 1959.
5. S. JARDINÉ, L. MAGLOIRE, 1965. Selon ces deux auteurs, une discontinuité majeure marque le passage des microflores à caractère gymnospermique dominant, du Crétacé inférieur et moyen, aux microflores évoluées à prédominance angiospermique du Crétacé supérieur. En outre, au cours de l'Albien-Aptien la plupart des espèces rencontrées présentent des ressemblances avec des formes citées en Europe et en Amérique. Par contre, au Crétacé supérieur certains genres et espèces communément rencontrés en Europe sont totalement inconnus en Afrique de l'Ouest. Il semble qu'à cette époque s'accuse le caractère tropical de la flore avec le développement des pollens de type Palmier.
6. Ces deux endroits se situaient alors dans la zone littorale (fig. 5). Il est probable qu'une légère régression ait mis en affleurement les dépôts antérieurs.
7. F. TESSIER, 1965, p. 224.
8. J. CASTELAIN, 1965.

tectoniques sur le continent et à un climat plus sec, déterminant une importante érosion sur les parties soulevées. La découverte de pollens de *Proteacae* dans les dépôts du Maestrichtien supérieur[1] indiquerait un climat à saison sèche prolongée[2]. La présence de feldspaths et de micas dans les grès[3] semble confirmer la faiblesse de l'altération chimique pendant cette période. Vers la fin du Maestrichtien, le bassin sénégalais aurait connu une régression générale, suivie d'une période d'érosion intense[4].

Des mouvements tectoniques accompagnés d'une sédimentation détritique se sont produits à la même époque sur le continent et dans l'isthme marin du « détroit soudanais ». Ainsi, dans le fossé de Gao « la partie supérieure du dépôt est constituée d'un Crétacé supérieur marin à faciès molassique. La sédimentation rythmique et la monotonie des formations traversées indiquent une subsidence régulière du fossé pendant le remplissage », selon H. RADIER (1959, p. 409). En outre, le fossé s'allongeant de Nara au lac Faguibine s'est sans doute approfondi et comblé de nouveaux sédiments gréseux à cette époque. Les mesures géophysiques ont montré que leur résistivité est plus grande[5]. D'après R. DARS (1960, p. 72), cette formation représente probablement « la partie supérieure du Continental intercalaire qui a des affinités avec le Crétacé supérieur » ; mais elle est masquée par les dépôts du Continental terminal (fig. 72). Les grès argileux contiennent des niveaux conglomératiques à l'affleurement dans la région de Nara. Dans le Dhar Néma, les formations du Continental intercalaire sont coiffées d'un niveau de grès silicifié d'épaisseur variable[6]. De nombreux témoins de ces dépôts subsistent en avant du Dhar sous forme de buttes dans le Hodh oriental (fig. 72).

L'érosion très active au Crétacé supérieur conduit à la formation de la troisième surface qui s'achèvera au début de l'Éocène (fig. 63).

2. L'APLANISSEMENT ÉOCÈNE

Le contexte bioclimatique peut être précisé grâce à l'étude très détaillée de la sédimentation marine dans le golfe sénégalo-mauritanien et par l'examen d'anciens profils d'altération sur les terres émergées.

Au début du Tertiaire le climat redevient humide. Les roches subissent alors une altération latéritique qui se poursuivra jusqu'à l'Éocène supérieur. Au Sénégal occidental, F. TESSIER (1965) a pu déceler une évolution pédogénétique profonde dans les grès maestrichtiens du dôme structural de Ndiass : les carbonates contenus dans ces formations gréseuses sont lessivés à la partie supérieure du dépôt ; la pyrite et la glauconie y sont transformées en oxydes de fer et les grès ont pris une teinte rouille alors que les argiles sont bariolées. Plusieurs arguments prouvent que cette altération est ancienne : la rubéfaction descend jusqu'à 50 m au-dessous du niveau phréatique actuel et la base de la zone oxydée est inclinée dans le sens du pendage des couches ; elle est donc antérieure aux déformations tectoniques qui ont affecté ultérieurement ce dôme. En outre, dans les environs de Pout, le Maestrichtien rubéfié est recouvert directement par des marnes de la base de l'Éocène inférieur ; leur teinte grise montre qu'elles se sont déposées en milieu réducteur. La pédogenèse dans les grès sous-jacents date donc du Paléocène.

A l'intérieur du continent, *l'altération biochimique s'exerçait aussi bien sur les ensembles rocheux antécambriens ou paléozoïques des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie que sur les dépôts du Continental intercalaire* dans les régions déprimées au Nord-Est du Plateau Mandingue. L'étude des bois fossiles indique notamment que le climat chaud et sec durant la mise

1. S. JARDINÉ, L. MAGLOIRE, 1965.
2. Renseignement oral de P. ASSÉMIEN.
3. Signalée dans la 1re partie, chap. I, C 1.
4. A. DE SPENGLER *et al.*, 1966. Une lacune de plus de 1 000 m de sédiments a été observée dans la presqu'île du Cap-Vert.
5. Elle s'élève de 15 à 150 Ω/m, contre 10 Ω/m pour la partie inférieure.
6. BURGÉAP, 1963.

en place du Continental intercalaire était devenu chaud et humide au début du Tertiaire, puisque des arbres de la forêt tropicale apparaissent alors jusque dans des régions sahariennes[1].

a. La sédimentation dans le golfe sénégalo-mauritanien

Pendant le Paléocène une transgression marine, venant de Casamance, couvre à nouveau l'ensemble de ce bassin sédimentaire et déborde les grès maestrichtiens vers l'Est et le Sud-Est[2]. Les dépôts paléocènes reposent en discordance sur les formations du Crétacé supérieur[3]. Ce vaste golfe connaît alors un régime de mer épicontinentale, marqué de petites régressions et transgressions. *Le ralentissement de la subsidence correspond certainement à un arrêt de la surrection de l'intérieur du continent*[4]. Aussi les reliefs peu vigoureux, couverts d'une forêt ombrophile, passant peut-être à la forêt sèche dans les régions septentrionales, ne fourniront presque plus de matériel détritique à partir du Paléocène.

La sédimentation éocène au Sénégal a été examinée en détail par C. MONCIARDINI (1966) ; l'étude des faciès et des microfaunes sur les carottes de nombreux sondages lui a permis de préciser les subdivisions de la stratigraphie et de retracer les différentes phases de l'évolution paléogéographique du bassin sédimentaire[5].

Le Paléocène se marque presque toujours par un changement important dans la sédimentation. Les sables et les sables argileux du Maestrichtien font brutalement place à des niveaux plus argileux et plus carbonatés. Les matériaux détritiques siliceux disparaissent progressivement. *Aussi les dépôts du Paléocène supérieur sont-ils uniquement d'origine biochimique:* des calcaires alternent avec des marnes. Alors qu'au Maestrichtien supérieur la fraction argileuse montre une association kaolinite-illite-montmorillonite, cette dernière prédomine au Paléocène, complétée par l'attapulgite ; dans la partie occidentale du bassin sédimentaire, cette association est remplacée par le couple attapulgite-sépiolite[6]. Ainsi, aux minéraux hérités des séries essentiellement détritiques, succèdent des argiles de néoformation en milieu marin. Par conséquent, *l'étude des dépôts corrélatifs prouve qu'après la période de rhéxistasie du Sénonien supérieur et du Maestrichtien commence une* ***période de biostasie,*** pour reprendre les expressions créées par H. EHRART (1956). Elle s'affirme dans la partie supérieure du Paléocène.

Cette sédimentation fine s'accompagne néanmoins de certaines déformations tectoniques dans les régions occidentales du bassin sédimentaire. Aux environs de Dakar se manifeste alors un volcanisme sous-marin, attesté par la présence de pyroxénolites se situant à la base des marnes des Madeleines[7]. Le dôme structural de Ndiass reste instable[8]. *La sédimentation presque exclusivement biochimique se poursuit pendant tout l'Éocène inférieur et le Lutétien.* La série de l'Éocène inférieur est formée surtout de marnes à intercalations d'argiles feuilletées de couleur blanche, grise ou verte[9].

Les caractères de cette ***sédimentation argileuse*** du golfe éocène sénégalo-mauritanien ont été étudiés ces dernières années par P. ELOUARD, G. MILLOT et M. SLANSKY, grâce aux séries d'analyses effectuées par le Laboratoire de géologie de Strasbourg. G. MILLOT (1964, p. 310-315) donne un aperçu général des résultats dans son travail de synthèse sur les argiles :

— Les dépôts gréseux du littoral contiennent surtout de la kaolinite[10].

1. Selon E. BOUREAU : Végétaux fossiles du Sahara français. *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, 1953, p. 207, cité par M. DÉFOSSEZ, 1962.
2. Cf. la notice explicative de la feuille Tambacounda (1/200 000), Service des mines du Sénégal, 1963.
3. A. DE SPENGLER *et al.*, 1966.
4. J. CASTELAIN, 1965.
5. Le texte est accompagné de plusieurs séries de cartes et de coupes.
6. D'après les analyses sur les échantillons du forage de Sangalkam ; cf. M. SLANSKY, 1962 et G. MILLOT, 1964.
7. P. ELOUARD, 1965 a.
8. Par contre, l'anticlinal du lac de Guier ne paraît pas s'être esquissé à cette époque, d'après C. MONCIARDINI, 1966.
9. Cf. 1re partie, chap. I, C 2 a
10. P. ELOUARD, 1959.

— Dans les formations néritiques de la vallée du Sénégal, la fraction argileuse est constituée essentiellement de montmorillonite et d'attapulgite. La proportion des deux minéraux est variable. Certaines argiles, comme celles traversées par les sondages de Dagana, sont formées uniquement de montmorillonite ; celle touchée par le sondage S 1 à Bogué contient en outre un faible pourcentage de kaolinite et des traces d'illite (tableau 16).

Tableau 16. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Argiles marines de l'Éocène.

Les chiffres indiquent la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite	Age
1012			10	Éocène inférieur
1014			10	Éocène inférieur
1023	1	traces	9	Lutétien inférieur

Lieux de prélèvement :

1012 Sondage de Dagana S E 22 m prof.
1014 Sondage de Dagana S 10 26,30-29 m prof.
1023 Sondage de Bogué S 1 20,30-20,85 m prof.

Il en est de même d'échantillons prélevés dans la région de Kanel-Sémé[1]. D'autres niveaux argileux ne renferment que de l'attapulgite[2].
— Dans la partie occidentale du bassin, au forage de Sangalkam, l'attapulgite s'allie à la sépiolite pour constituer l'essentiel de la fraction argileuse jusqu'au sommet de l'Yprésien[3].

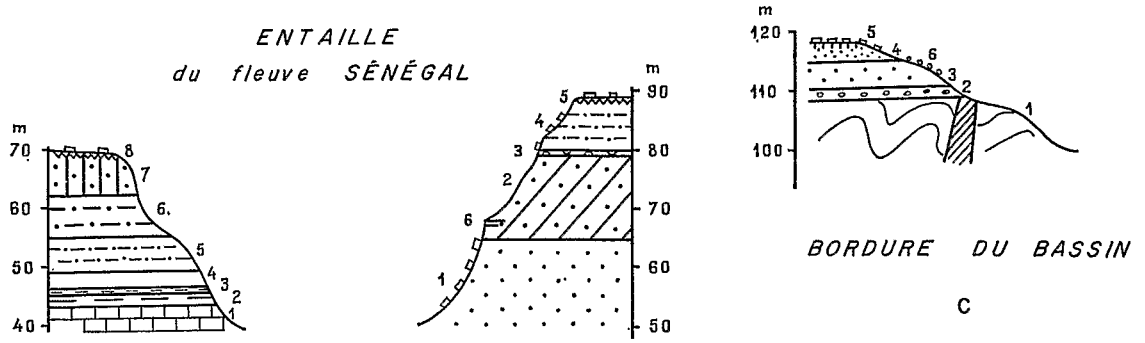
L'attapulgite et la sépiolite sont néoformées au cours de la sédimentation basique, tout comme la montmorillonite[4]. Ces argiles sont exemptes de particules détritiques et se présentent dans des dépôts à caractère chimique très dominant : carbonates, silex, phosphates. L'ordonnance des différents minéraux argileux par zones à l'intérieur du bassin, déjà remarquée par P. ELOUARD, a été précisée par G. MILLOT (1964, p. 317-318) : « Au fur et à mesure que l'on s'écarte des anciens rivages, la kaolinite détritique est relayée par le couple montmorillonite-attapulgite d'origine chimique. La proportion d'attapulgite augmente avec la distance au rivage. Au forage de Sangalkam, qui est encore plus éloigné des rivages et correspond surtout à une sédimentation plus continue, la sépiolite intervient. Elle complète la séquence sédimentaire. » Du point de vue de la composition chimique de cette séquence on constate une croissance continue de la teneur en magnésie, aux dépens de l'alumine[5].

Une sédimentation argileuse analogue s'est produite, d'après les travaux de H. RADIER (1959), M. SLANSKY (1962) et G. MILLOT (1964), dans les bassins sédimentaires du Mali oriental, du Dahomey-Togo et de la Côte d'Ivoire pendant la même période, entre la base du Paléocène et le sommet du Lutétien. La formation d'argiles magnésiennes dans ces différents golfes marins, distants de plusieurs milliers de kilomètres, est liée à l'altération latéritique sur le continent qui détermine la mise en solution des bases et leur migration au loin[6].

Le carbonate de calcium éliminé lors des altérations constitue des niveaux de calcaire, alternant avec les argiles au Lutétien inférieur (fig. 73 A). Ces calcaires ont souvent subi une ***dolomitisation*** plus ou moins poussée par suite de la richesse des eaux en magnésie ; elle a été observée notamment le long de l'entaille récente du fleuve Sénégal et dans le Sud-Ouest

1. Située en amont de Matam
2. P. ELOUARD, 1959 ; c'est notamment le cas de celui traversé par le puits d'Ouro Sogui près de Matam.
3. M. SLANSKY, 1962.
4. G. MILLOT 1964 ; G. MILLOT *et al.*, 1957.
5. Si le magnésium est seul présent, c'est la sépiolite qui se forme.
6. Cf. 2e partie, chap. I, B 2.

de la Mauritanie[1]. Des *phosphates* se déposaient dans les parties peu profondes du golfe marin : sur le pourtour septentrional du dôme de Ndiass, dans la région de Matam-Kanel et près du lac de Guier, où s'amorçait probablement la ride anticlinale qui apparaîtra lors de la régression générale post-lutétienne[2].



A

Coupe de Aéré KANEL
(13° 11' W – 15° 28)
par M. Dieng

B

Coupe de la butte de DAO
(12° 59' W – 15° 31)
par P. Elouard et P. Michel

C

Coupe de la colline Gourfal
à 12 Km au N de Monguel
(13° 6' W – 16° 21)
par R. Gouzes et P. Michel

FIG. 73. — Les formations du Tertiaire dans la partie orientale du bassin sédimentaire.

A. *Coupe de Aéré Kanel*

8. Cuirasse ferrugineuse du haut glacis	QUATERNAIRE
7. Grès ferrugineux	CONTINENTAL TERMINAL
6. Grès argileux à gros grains, bariolé	
5. Grès argileux à grains fins, bariolé	
4. Argiles blanches	
3. Argiles bariolés	
2. Argiles jaunes feuilletées	LUTÉTIEN
1. Calcaire jaune, fossilifère	

B. *Coupe de la butte de Dao*

6. Replat de grès ferruginisé = moyen glacis (?)	QUATERNAIRE
5. Cuirasse ferrugineuse, parfois gravillonnaire du haut glacis.	
4. Grès argileux bariolé	CONTINENTAL TERMINAL
3. Lumachelle à *Ostrea multicostata*	Formation jaune
2. Grès jaune, légèrement argileux	
1. Grès rouge brique (grès du Gorgol)	LUTÉTIEN

C. *Coupe de la colline de Gourfal*

6. Galets de quartz émoussés = haute terrasse (?)	QUATERNAIRE
5. Cuirasse ferrugineuse à dragées de quartz cariés.	Fin PLIOCÈNE
4. Grès lité, mauve à passées jaune clair, très fin, légèrement argileux.	LUTÉTIEN
3. Grès rouge brique, à grain moyen et stratifications entrecroisées fines (grès du Gorgol)	
2. Conglomérat de base : galets de quartz et quelques quartzites ; ciment gréseux.	
1. Schistes gréseux très altérés avec un gros filon de quartz.	PALÉOZOÏQUE plissé.

La décomposition profonde des roches sur le continent aboutit, en outre, à l'élimination de la majeure partie de la silice, qui est « exportée » par les rivières et atteint le golfe marin. Cette richesse en silice des eaux explique les nombreuses ***silicifications*** de roches dans le bassin sédimentaire, étudiées par P. ELOUARD[3]. Elles affectent surtout les calcaires et les

1. P. ELOUARD, 1959, p. 62-65.
2. L'existence d'un haut-fond expliquerait aussi la présence exclusive de montmorillonite dans les argiles feuilletées des sondages de Dagana ; cf. P. ELOUARD, 1959.
3. 1959, p. 50-57 et P. ELOUARD, G. MILLOT, 1959.

dolomies. La silice se présente sous forme de calcédoine ou de quartz, par épigénisation de la calcite et de la dolomite d'origine ; les structures des minéraux et des fossiles sont conservées. Si la silicification a été importante, les roches ont été transformées en porcelanites ou cherts[1]. La zone de silicification est parallèle à la bordure du bassin sédimentaire ; tous les cherts se situent à moins de 60 km de l'ancien rivage[2]. Dans la partie occidentale du bassin se sont formés des niveaux de silex, interstratifiés dans les dépôts de marnes ou de calcaires argileux[3].

Nous avons vu[4] que *ces dépôts néritiques d'argiles, de calcaires et de dolomies du Lutétien inférieur passent latéralement à des* ***grès littoraux*** affleurant surtout sur la bordure est de la vallée du Sénégal (fig. 73 B) et le long de l'entaille du Gorgol inférieur (feuille Kaédi). Le faciès dominant est un grès homométrique, légèrement argileux, assez friable, teinté en rouge brique par les oxydes de fer ; P. Elouard (1959) l'a appelé grès du Gorgol. Il renferme parfois des lits de gravillons de quartz[5]. Des niveaux de grès fin argileux, blanc violacé, riche en kaolinite, s'y trouvent souvent intercalés. *La silicification a aussi touché ces dépôts gréseux :* localement les grès rouges ferrugineux passent à des grès quartzites blancs, qui rappellent les grès de Fontainebleau ; ils forment les lentilles de grès du Savalel, beaucoup plus résistant, qui constituent des seuils dans le lit du Sénégal en aval de Matam (fig. 25). L'étude de lames minces montre « qu'il y a départ des éléments ferreux et nourrissage des grains de quartz, de façon à donner un grès quartzite »[6]. A la bordure du bassin sédimentaire, les grès du Gorgol reposent souvent sur les schistes paléozoïques de la série de Bakel par l'intermédiaire d'un conglomérat aux éléments bien usés. Ainsi dans la colline Gourfal, située à 12 km au Nord de Monguel, les schistes lardés de filons de quartz sont surmontés d'un poudingue de galets de quartz et de niveaux gréseux, d'abord à grain moyen, puis à grain très fin (fig. 73 C).

La transgression lutétienne a donc arraché au continent des éléments détritiques grossiers, puis la sédimentation est devenue beaucoup plus fine. Ce faciès détritique se prolonge au Sud de Bakel, tout le long de la bordure de l'ancien golfe marin (fig. 74). M. Dieng (1963) a distingué au cours de son étude les niveaux suivants[7] : à la base, un conglomérat à éléments de grès quartzite et de quartz, d'une puissance inférieure de 50 cm ; au-dessus, un niveau de grès glauconieux et ferrugineux, jaune à gris verdâtre, homométrique à grain moyen, recouvert d'une couche de grès grossier tendre, un peu plus argileux, appelé grès de Birfal ; les oxydes de fer, provenant peut-être d'une altération de la glauconie, l'ont teinté en rouge ou rose. Dans la région de Tambacounda, le passage latéral aux calcaires et argiles du faciès néritique s'effectue près de Bala et de Dialakoto[8] ; mais dans le lit de la Gambie, à proximité des formations paléozoïques, affleurent des calcaires (pl. VI). Il semble donc que les grès littoraux aient été érodés à la bordure méridionale du bassin (fig. 74), lors du soulèvement post-lutétien.

L'étude granulométrique et morphoscopique *de ces grès rouges et friables du faciès littoral apporte des précisions sur le façonnement des grains avant leur dépôt et pendant leur sédimentation.*

Nous avons analysé quatre échantillons, recueillis sur les versants de plusieurs buttes entre Bakel et la basse vallée du Gorgol (fig. 74). Les nos 970 et 971 ont été prélevés sur la butte isolée s'élevant à 4 km à l'Est de Louguéré (long. 12°43′, lat. 15°13′) : 970 se situe dans la partie inférieure du versant ; 971 à mi-hauteur, où affleure un niveau de grès fin. Le n° 979 a provient d'une petite butte se trouvant à 14 km au Nord-Ouest de Maghama (long. 12°53′, lat. 15°38′) et le n° 1103 d'une butte à 1,5 km au Nord de Séyène, en bordure de l'entaille du Gorgol (long. 13°23′, lat. 16°14′).

1. D'après la classification de P. Elouard, les porcelanites contiennent plus de 50 % de silice, alors que les cherts sont entièrement siliceux (> 90 %).
2. C. Sainton, 1957, signale aussi des cherts associés à des calcaires dolomitiques dans la région du lac de Guier, qui formait alors un haut-fond.
3. F. Tessier, 1950 ; P. Elouard, 1965 b.
4. Cf. 1re partie, chap. I, C 2 b.
5. Par exemple près du Gorgol, dans la première butte au Nord de Séyène.
6. P. Elouard, 1959, p. 60 ; cf. aussi P. Elouard, G. Millot, 1959.
7. Cf. aussi la notice explicative de la feuille Tambacounda (1/200 000), Service des mines du Sénégal, 1963.
8. M. Dieng, 1965 a.

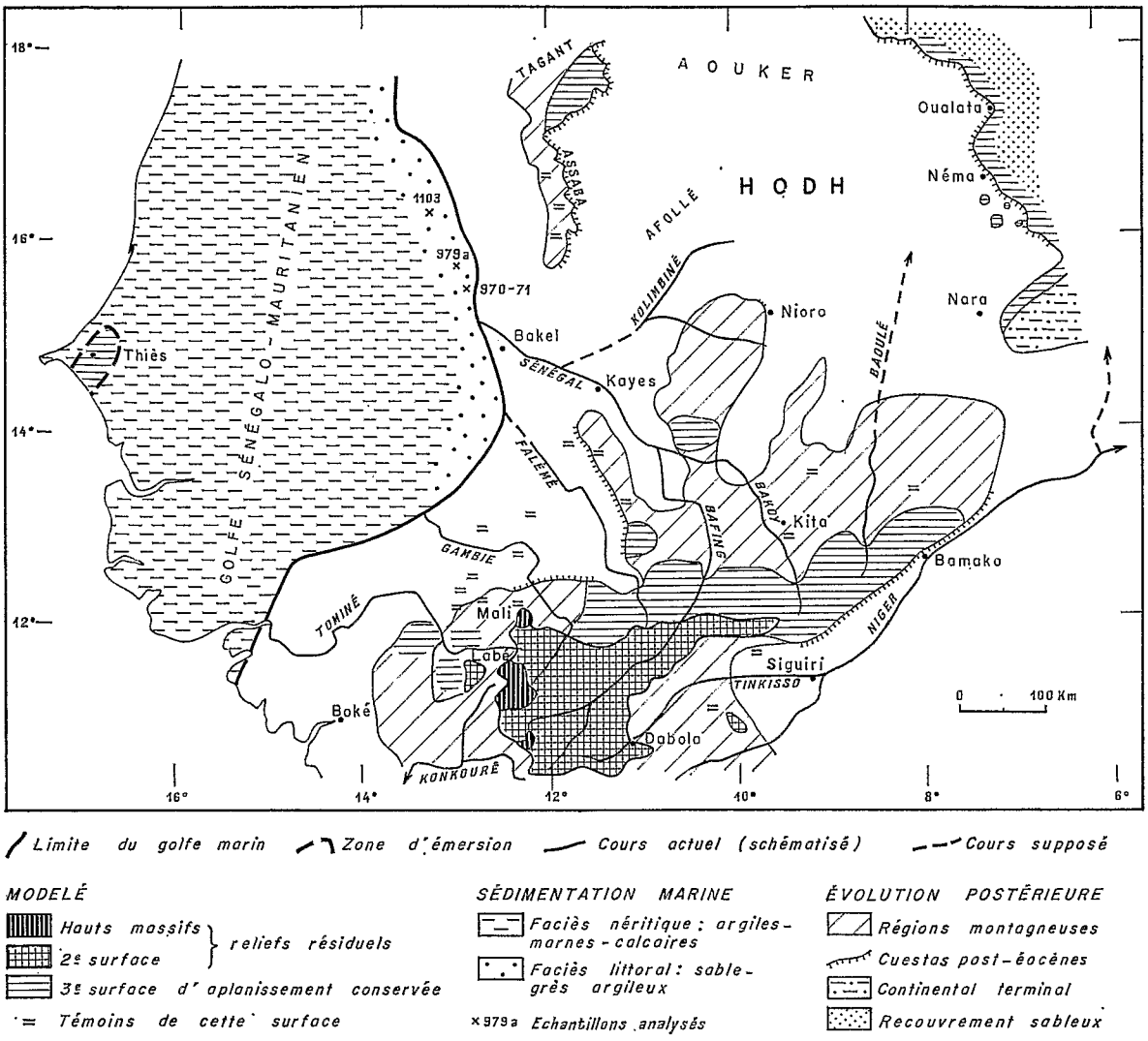


FIG. 74. — Réseau hydrographique lors du troisième aplanissement au Lutétien.

Les échantillons contiennent entre 10 et 35 % de limon et d'argile, qui constituent le ciment coloré en rouge par les oxydes de fer. Ce pourcentage est maximum pour ceux de la butte de Louguéré, qui se trouvent très proches de la limite des dépôts lutétiens. La fraction sableuse est assez bien triée, formée soit de grains moyens à grossiers, soit de grains très fins à fins (fig. 75 A). La juxtaposition de ces deux phases granulométriques indique que les sables se sont sédimentés au cours d'une période d'intense action biochimique. *Les cours d'eau charriaient alors beaucoup d'éléments fins en suspension.* Les limons représentent des grains de sable fissurés par l'altération chimique et éclatés pendant le transport par les rivières ou par brassage dans la mer. En outre, la décomposition totale des minéraux ferromagnésiens sur le continent explique l'*important apport d'oxydes de fer.*

Les grains sont presque tous usés. Aux grandes tailles (> 0,6 mm) dominent les arrondis, aux petites tailles les coins arrondis (fig. 75 B). L'usure des éléments, même de petit diamètre, montre qu'il s'agit de dépôts façonnés en milieu marin. Les quelques N.U. semblent être des fragments de grains brisés.

L'état de surface des grains reflète l'intense action biochimique. Dans les dimensions supé-

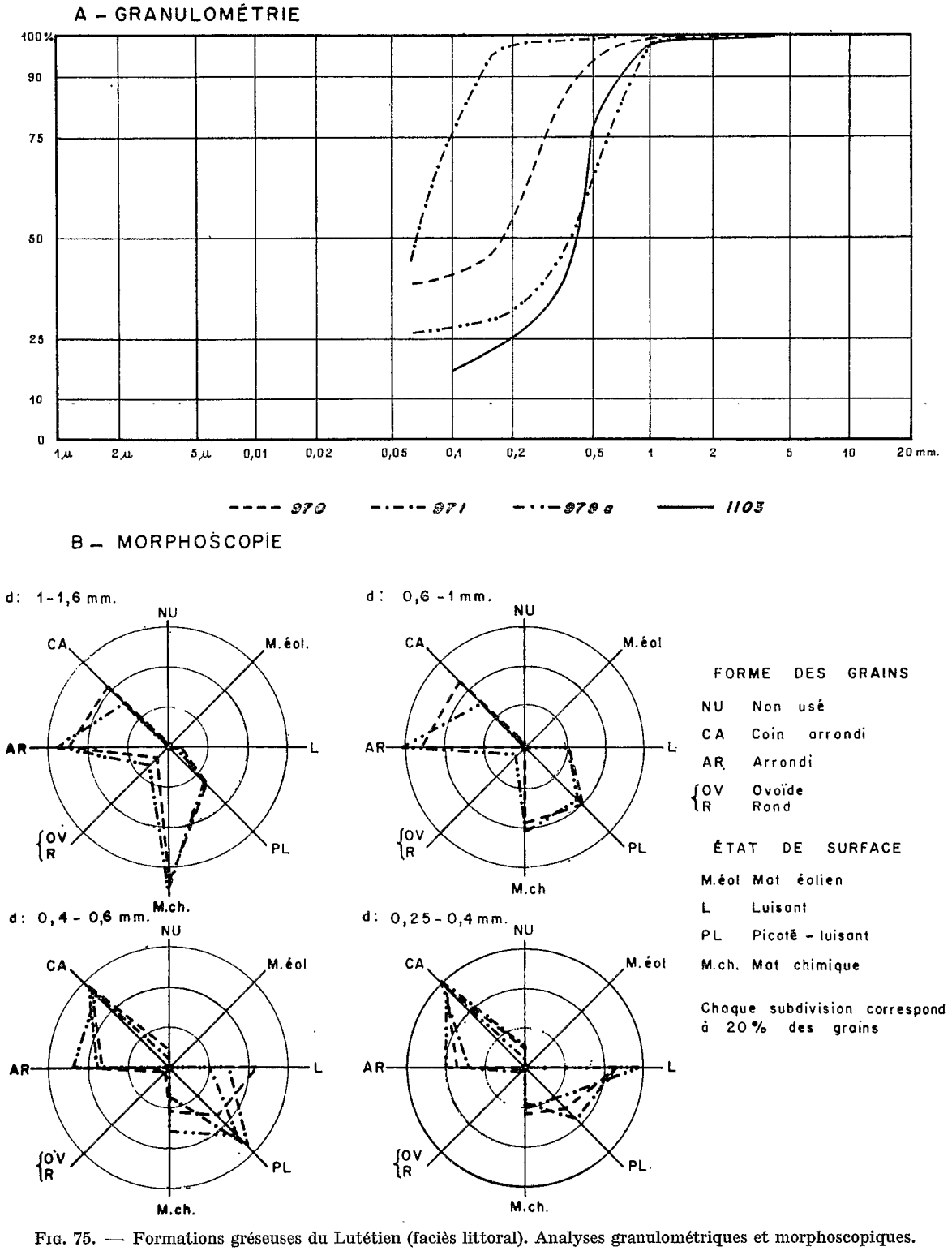


FIG. 75. — Formations gréseuses du Lutétien (faciès littoral). Analyses granulométriques et morphoscopiques.

rieures à 1 mm, *la majorité des grains présentent un aspect terne et mat,* résultant d'une dissolution de silice (fig. 75 B) ; beaucoup sont à la fois corrodés et fissurés. Les autres, un peu plus translucides, sont affectés par un picoti. Aux dimensions inférieures, le nombre de grains picotés-luisants augmente. Ils ont subi successivement une faible dissolution et un lustrage par les eaux fluviales ou marines. Les luisants dominent seulement aux tailles inférieures à 0,4 mm. Il y existe cependant encore un pourcentage non négligeable de grains mats.

Dans les cavités des grains subsistent souvent des traces d'oxydes de fer et d'argile kaolinique. *Les oxydes de fer pénètrent dans les fissures donnant une teinte rose ou rouge au quartz.* On remarque des grains ferrugineux très cariés, se débitant en petits éclats. L'échantillon 979a contient aussi quelques grains à peluche de silice. Le nombre de grains corrodés et fissurés diminue avec leur diamètre moyen. Aux petites tailles les luisants semblent être surtout des éclats provenant du brassage des grains par les eaux et n'ayant plus subi de retouche chimique postérieure.

L'étude morphoscopique des grains confirme entièrement les conclusions de P. ELOUARD (1959, p. 62). Les grès de bordure témoignent d'un apport terrigène dans une zone où des émersions temporaires alternaient avec de légères pulsations marines. *Ces grès ferrugineux, comme les argiles kaoliniques, sont des matériaux de sols latéritiques remaniés et déposés en bordure du continent;* ils représentent surtout une sédimentation de type fluvio-deltaïque dans un vaste golfe marin largement ouvert sur l'océan (fig. 74).

b. Le continent et la disposition du réseau hydrographique

Sur les terres émergées des ***hauts bassins*** du Sénégal et de la Gambie s'achevait alors la troisième surface d'aplanissement. *L'altération biochimique, s'exerçant depuis le début du Paléocène, couvrait la pénéplaine d'un épais manteau de latérite;* il se prolongeait sur les versants en pente douce et les glacis qui la reliaient aux reliefs résiduels de la deuxième surface dans le Fouta Djalon et dans le Plateau Mandingue méridional[1]. En même temps la cuirasse plus ancienne de ces témoins évoluait vers la bauxitisation par départ d'oxydes de fer, lorsque les conditions de drainage étaient favorables.

Un manteau latéritique avec niveau d'accumulation de sesquioxydes à faible profondeur s'est aussi formé sur les dépôts détritiques du Continental intercalaire. Ce niveau est toujours riche en fer. Ainsi, dans la région de Nara les grès argileux sont coiffés d'une cuirasse ferrugineuse, parfois démantelée ; la roche sous-jacente est généralement ferruginisée[2]. Au sommet du Dhar Néma et du Dhar Oualata subsistent des plaques de cuirasse ferrugineuse (fig. 74), reposant sur le niveau de grès quartzite[3], formé sans doute par silicification au cours de cette période de biostasie. Sur le revers de ces cuestas, apparues lors du creusement post-éocène, la cuirasse a été fragmentée en blocs ; ils s'éparpillent sous forme d'un reg à la surface du plateau et sont entourés d'éléments fins à faible profondeur. C'est pourquoi les profils pédologiques y présentent toujours vers leur base un « horizon caillouteux », composé de blocs de cuirasse pris dans une matrice argilo-sableuse rouge-jaune[4]. Les buttes témoins en avant du Dhar Néma portent aussi un chapeau ferrugineux (fig. 74).

Cette pénéplaine couverte de latérite, formée soit sur les séries anciennes du socle birrimien ou de sa couverture paléozoïque, soit sur les dépôts du Continental intercalaire, s'identifie à la surface africaine de L. KING. C'est la surface majeure et la mieux conservée en Afrique centrale et australe. Il en est de même dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Cependant des reliefs résiduels, relativement étendus, subsistaient dans le Fouta Djalon central et oriental, alors que les fragments de la deuxième surface, qui jalonnent la

1. Cf. paragr. A 3.
2. R. DARS, 1960.
3. BURGÉAP, 1963.
4. D'après les observations de P. AUDRY, *in* P. AUDRY, Ch. ROSSETTI, 1962.

bordure méridionale du Plateau Mandingue, formaient ligne de partage des eaux entre le Bafing et le Bakoy, d'une part, le Tinkisso et le Niger, d'autre part (fig. 74).

Cette surface du Fantofa s'inclinait légèrement vers le Nord-Ouest et l'Ouest, en direction du golfe lutétien[1]. *Les principales branches du réseau hydrographique suivent sa pente générale.* Ainsi les cours moyen et inférieur du Bafing et du Bakoy et celui du Sénégal en aval de leur confluence présentent une direction moyenne WNW. Des modifications importantes sont donc intervenues dans la disposition du réseau hydrographique depuis l'achèvement de la deuxième surface : le Bafing et le Bakoy ne se perdaient plus dans la cuvette intérieure du Hodh (fig. 72), mais se rejoignaient pour constituer le Sénégal (fig. 74). La Kolinbiné supérieure suit aussi la pente générale de la pénéplaine ; elle atteignait probablement le fleuve en aval de Kayes. Le Sénégal devait se jeter dans le golfe lutétien aux environs de Bakel.

La Falémé s'est aussi installée sur la surface du Fantofa, qui a tronqué en biseau les couches de grès paléozoïques. La rivière suit dans son cours supérieur et moyen une direction NNW, perpendiculaire aux courbes de niveau de la surface (pl. VI). Il semble qu'elle coulait encore sur les grès dans les environs de Kéniéba (fig. 76)[2]. Vers l'aval, la Falémé s'écarte progressivement de la cuesta post-éocène du Tambaoura (pl. I). Elle se trouvait alors sur les formations du socle birrimien, puisque le témoin de Finnba Kourou, constitué de métabasites, se situe entre la rivière et le Tambaoura. Le cours inférieur, orienté S-N, semble beaucoup plus récent[3]. Au Lutétien, la Falémé ne rejoignait probablement pas le Sénégal mais se jetait directement dans le golfe marin entre Goudiri et Kidira (fig. 74).

La Gambie et ses affluents de gauche, Tiokoye, Diarha et Koulountou, suivent également la pente de la surface du Fantofa (pl. VI). Ce fleuve rejoignait probablement la mer lutétienne entre Niokolo Koba et Badi. La Koulountou s'y jetait séparément, un peu plus à l'Ouest.

Lors du rajeunissement de la pénéplaine à la suite des mouvements tectoniques post-lutétiens, ces principales branches du réseau hydrographique se sont enfoncées sur place. C'est pourquoi elles se trouvent fréquemment inadaptées à la structure, traversant des ensembles de roches dures par une série de rapides et de chutes. *La surimposition est particulièrement nette pour le Sénégal entre Bafoulabé et Kayes où le fleuve franchit des bancs de grès quartzite et de grès par les chutes de Gouina et de Félou*[4]. Cette permanence du tracé d'ensemble des grands axes de drainage est un trait important de l'évolution géomorphologique post-éocène[5].

Une tendance à la surrection se manifeste dans la partie occidentale du bassin sédimentaire dès la fin de l'Éocène inférieur; elle affecte surtout le dôme de Ndiass et le ***plateau de Thiès*** (fig. 74). Selon F. TESSIER (1954 a et b), une partie de l'Yprésien est érodée et, par la suite, cette région fonctionnera comme une zone de hauts-fonds instables, périodiquement émergés. Pendant les faibles transgressions marines se déposent des calcaires, des argiles feuilletées et des phosphates de chaux. Au cours des phases d'émersion, ces dépôts subissent une altération intense, se traduisant surtout par le lessivage des bases. Ainsi les phosphates de chaux se transforment en phosphates d'alumine, très pauvres en carbonate de calcium, alors que les teneurs en alumine et fer ont augmenté par accumulation relative[6]. Ces latérites d'un type particulier sont désignées du nom de *latéritoïdes phosphatés* par F. TESSIER (1950). Leur intercalation dans les couches sédimentaires, datées par leur faune, permet de connaître la durée de l'altération latéritique.

1. Cf. paragr. A 3.
2. Près du confluent de la Doundi existe une butte à chapeau de grès (renseignement oral de J. VOGT) ; comme son sommet n'atteint que 302 m, elle correspond peut-être à un bloc abaissé par cassure. Ce facteur structural expliquerait sa présence au milieu des glacis quaternaires taillés dans le socle.
3. Il daterait du Quaternaire moyen ; cf. 6e partie, chap. I, 3.
4. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 a et pl. I, fig. 24.
5. J. DRESCH, 1947, a déjà insisté sur « la permanence du tracé d'ensemble du réseau hydrographique au cours de cycles d'érosion successifs » en Afrique.
6. Le minerai exploité à Pallo titre couramment : Al_2O_3 25-30 %, P_2O_5 25-30 %, SiO_2, Fe_2O_4, CaO 8-10 % chacun, perte au feu 12 à 20 % ; *in* F. TESSIER, 1954 b et 1965.

Des latéritoïdes phosphatés sont conservés en quelques points hauts du massif de Ndiass, où ils reposent sur le Maestrichtien. Au sommet du plateau de Thiès la succession des niveaux, très complexe, est connue grâce aux recherches et à l'exploitation de phosphates à Lam-Lam et à Pallo[1]. A la base se situe une couche de calcaire argileux, recouvert de marnes papyracées à attapulgite, attribués à l'Yprésien. A Pallo cette formation contient des amas de phosphate calcique et surtout de latéritoïdes phosphatés[2], indiquant une phase d'émersion et d'altération au cours de l'Éocène inférieur. Vient ensuite une épaisse couche de phosphate de chaux, dont la puissance peut atteindre 20 m ; la présence de grandes Nummulites la daterait du Lutétien supérieur ou même de l'Éocène supérieur. L'accumulation de ces fossiles en quantités considérables semble annoncer des conditions déjà défavorables à la vie marine et le retrait final de la mer dans la région. Ces phosphates se seraient déposés au cours de cette régression définitive, dans des cuvettes et des lagunes abandonnées par la mer[3]. Puis cette sédimentation est perturbée par des apports pyroclastiques et terrigènes : kaolinite, sable et débris latéritiques. L'ensemble est coiffé d'un niveau de latéritoïde phosphaté, qui se charge de quartz vers le sommet[4] ; compact, très dur, de couleur claire, blanc crème, il constitue une véritable cuirasse. Mais celle-ci est généralement masquée par des dépôts plus récents de graviers ferrugineux et de sable.

Les mêmes formations, moins souillées par des éléments détritiques, existent à Taïba[5], où cette altération latéritique a été étudiée d'une façon détaillée par M. SLANSKY, A. LALLEMAND et G. MILLOT (1964). Les couches supérieures ont été complètement transformées en phosphate d'alumine ; dans les couches inférieures subsistent les phosphates de chaux, exploités actuellement. Le front d'altération s'est arrêté au niveau intermédiaire, constitué d'argiles à montmorillonite avec passées ferrugineuses.

Ces séries stratigraphiques à latéritoïdes phosphatés de la zone d'émersion de Thiès constituent une preuve supplémentaire de l'intense altération à caractère latéritique pendant l'Éocène inférieur et moyen. Elles montrent en plus que cette altération se poursuit au début de l'Éocène supérieur lors de la régression marine généralisée dans le golfe sénégalo-mauritanien.

1. Ces localités se trouvent à une douzaine de kilomètres au Nord de Thiès.
2. F. TESSIER, 1965.
3. F. TESSIER, 1954 b.
4. F. TESSIER, 1965. Il est exploité par la Compagnie Péchiney.
5. Situé à 35 km au Nord de Thiès.

Chapitre II

L'évolution jusqu'à la fin du Tertiaire

Cette régression générale est liée à de nouveaux mouvements tectoniques. Le bouclier ouest-africain subit alors le contrecoup des plissements alpins. De quelle manière s'est-il répercuté sur le socle et ses séries de couverture ?

Le soulèvement épeirogénique affecte à la fois les dépôts marins du golfe éocène et les terres émergées des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Dans ces dernières régions il est beaucoup plus marqué, puisque les témoins de la surface d'aplanissement de l'Éocène inférieur se situent maintenant à l'altitude moyenne de 550-650 m[1]. Un ensemble montagneux se crée peu à peu, dont le Fouta Djalon et le Plateau Mandingue sont les pièces maîtresses (fig. 65).

Ces mouvements de l'écorce terrestre en Afrique occidentale au cours du Tertiaire ont déjà été entrevus par certains pionniers des recherches géomorphologiques[2]. E. DE CHÉTELAT (1938, p. 28-29) a montré que les déformations tectoniques se sont traduites en un mouvement de bascule dans l'Ouest de la Guinée : la région littorale s'est affaissée alors que le pays Bassari s'est soulevé ; quant à leur âge, cet auteur notait très justement : « Ils doivent se placer à une époque géologique peu reculée et qui... pourrait être considérée comme post-lutétienne. » J. Ch. LECLERC (1945) avait été frappé par la fraîcheur et le compartimentage du relief, qui évoque le quadrillage structural hercynien, et en déduisait aussi la probabilité de mouvements tectoniques récents, accompagnés du rejeu de failles ; avec une clairvoyance aiguë il a écrit les lignes suivantes (p. 161-162) : « Dans ces conditions, ne doit-on pas considérer les prétendues montagnes résiduelles comme issues de dislocations récentes ?... Et les massifs montagneux de l'Afrique occidentale ne seraient-ils pas, sans exception, des « môles tectoniques », plus ou moins complexes, formés le plus souvent par juxtaposition de blocs inégalement soulevés mais tous érigés au cours du Tertiaire ? »

Ce soulèvement a été très accentué dans le Fouta Djalon septentrional. Des fragments de la surface du Fantofa ont été portés à plus de 700 m au pied du massif de Mali, alors qu'ils ne se situent qu'à 150 km des sédiments lutétiens, dont les grès littoraux auraient été érodés au Sud-Ouest de la Gambie (pl. VI). La surrection a été plus faible pour les autres régions montagneuses des hauts bassins : Plateau Mandingue, massif de Bafoulabé, Assaba ; la pénéplaine s'y abaisse graduellement vers le Nord-Ouest ou l'Ouest. Des fractures se sont sans doute produites lors du soulèvement et de vieilles cassures ont dû rejouer.

S'il est difficile de les déceler dans le socle et les formations paléozoïques, déjà fortement tectonisées par les mouvements antérieurs, elles sont par contre bien visibles dans les dépôts du Continental intercalaire de la partie orientale du Hodh et de l'escarpement du Dhar Néma[3].

1. Cf. chap. I, A 3.
2. Cf. Introduction, B 1.
3. BURGÉAP, 1963 ; cf. aussi R. DARS, 1960.

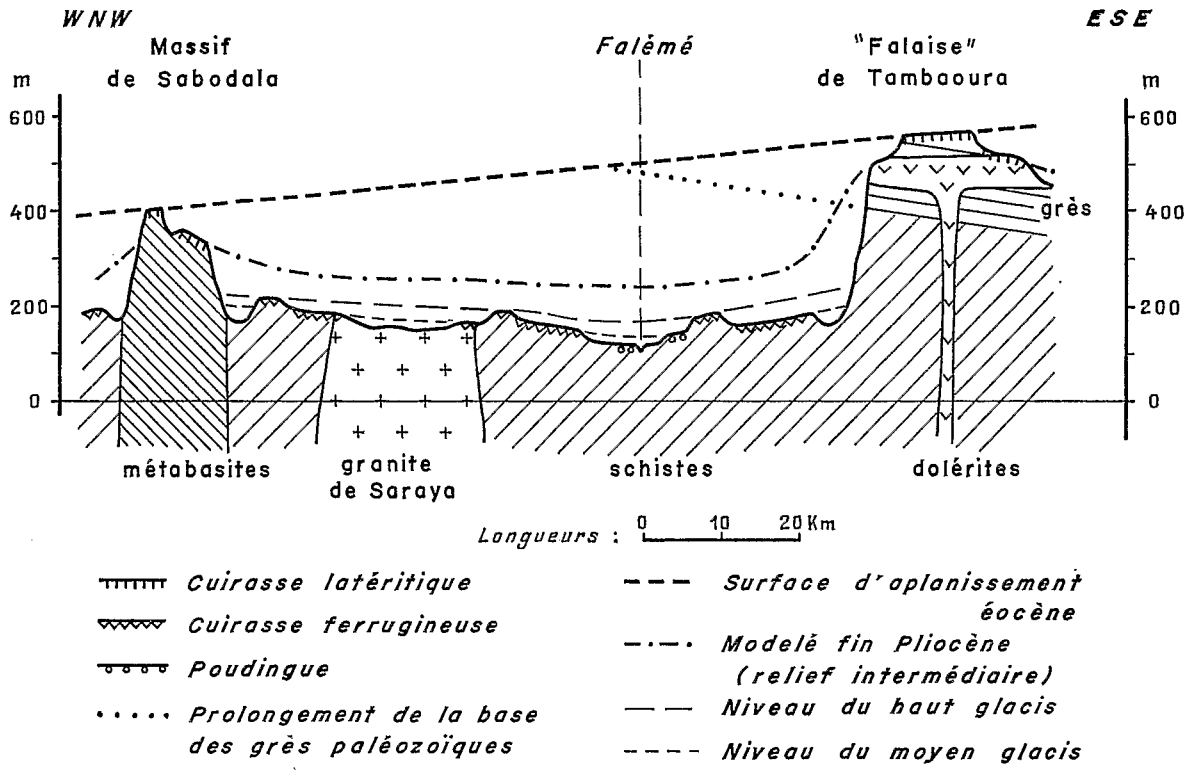


FIG. 76. — Creusement de la dépression de la Falémé et les témoins des niveaux cuirassés.

La direction préférentielle des failles est WSW-ENE, la même que celle du grand fossé tectonique s'allongeant de Nara au lac Faguibine[1] ; le rejet de certaines atteint 30 m[2]. Notons que dans la région de Bové, qui s'étend au Sud-Ouest des Monts Bassari et a été nivelée aussi par la surface du Fantofa, W. FRATSCHNER (1960) a pu observer des dislocations affectant la couverture latéritique selon les directions tectoniques du substratum.

Les terrains de ces régions sont attaqués par l'érosion au fur et à mesure qu'elles se soulèvent ; le recouvrement latéritique est démantelé en premier lieu, puis la roche saine est entamée progressivement. Précisons qu'*il s'agit surtout d'une* ***érosion différentielle :*** les roches tendres du socle (granites et schistes) et certaines formations du Paléozoïque (pélites, grès tendres) sont excavées et déblayées, alors que les roches résistantes (grès quartzites, dolérites, métabasites) restent en relief. *C'est alors que se forment peu à peu les cuestas des contreforts septentrionaux du Fouta Djalon, de la « falaise » de Tambaoura* (fig. 76) *et des Monts Mandingue, ainsi que celles des Dhar Néma et Oualata, du rebord oriental du Tagant et de l'Assaba* (fig. 74). *Au cours du soulèvement une* ***période de rhéxistasie*** *succède à la biostasie qui régnait pendant la majeure partie de l'Éocène*[3]. L'érosion mécanique l'emporte sur l'altération biochimique et les débris sont transportés sur une grande distance. Ce matériel détritique constitue le Continental terminal qui s'accumule dans les régions déprimées des deux bassins-versants.

1. Cf. chap. I, C 1.
2. Dans son étude sur le petit massif du Rkiz, au Nord de l'Afollé, S. DAVEAU, 1963, constate : « Il est remarquable de noter que les seules formes hardies du relief se présentent à l'Est de la principale ligne de faille, dans la partie tectoniquement surélevée. Cette conformité du relief à la structure permet de penser que les fractures peuvent être d'âge relativement récent. » Dans l'Adrar aussi des failles ont joué au Tertiaire ; cf. S. DAVEAU, 1967.
3. Selon le schéma tracé par H. ERHART, 1956.

A. MISE EN PLACE DU CONTINENTAL TERMINAL (C.T.)

Il recouvre principalement les séries marines de l'Éocène (fig. 6), sauf dans la région de Thiès-Louga, soulevée à la même époque[1]. En Basse-Gambie et en Casamance ses dépôts reposent sur le Miocène marin (fig. 3 B). Son extension dépasse les limites des deux bassins fluviaux ; le C.t. se prolonge vers le Nord-Ouest jusque dans la région de Port-Étienne[2] et couvre aussi la partie occidentale de la Guinée portugaise (fig. 6). *L'épaisseur de cette formation est variable.* Pour le bassin du Sénégal on observe un épaississement en direction du Nord-Ouest : dans la région de Kaédi les puits l'ont traversée sur 15 à 30 m, dans la région de Boutilimit sur 40 à 60 m et à Moutounsi (situé au Nord-Est de Nouakchott) un sondage l'a recoupée sur 210 m[3].

1. LES CARACTÈRES DES DÉPÔTS

Le Continental terminal présente essentiellement un faciès sidérolitique[4]. A la base se situent en général des produits remaniés de l'altération latéritique, puis sa nature détritique s'accentue et les niveaux gréseux prédominent. Comme ces formations du C.t. sont étudiées par M. DIENG[5] sur le territoire du Sénégal, nous nous contenterons d'en indiquer les caractères généraux et de présenter des observations personnelles.

a. Séquence pétrographique

Le long de l'entaille de la vallée du Sénégal, L. BAUD (1936-1938) et P. ELOUARD (1959) ont trouvé sur les calcaires ou les argiles feuilletées du Lutétien un niveau plus sableux appelé « *formation jaune* »[6]. Il est constitué généralement de sables fins avec passées argileuses, jaunes, et contient des lits d'*Ostrea multicostata* DESH. Ce niveau représente une légère transgression marine avant l'exondation générale : la partie supérieure des dépôts gréseux du faciès littoral a été remaniée et peut être mélangée déjà à des apports détritiques du continent. Cette « formation jaune » n'a qu'une épaisseur moyenne de 1 à 2 m, mais localement, comme dans la butte de Dao (fig. 73 B), elle est beaucoup plus épaisse. D'après les sondages récents dans la région de Matam elle renferme aussi des passées d'hématite très compacte, d'une épaisseur de plusieurs décimètres chacune[7]. Ce dépôt est généralement recouvert d'argiles kaoliniques blanches, qui affleurent par exemple dans les buttes de Kanel (fig. 73 A).

De même les coupes des puits du Ferlo septentrional indiquent souvent *la présence d'un niveau de limon ferrugineux, couleur lie-de-vin, ou d'une couche d'argiles kaoliniques,* à la base des formations gréseuses du Continental terminal[8], comme le montre celle du puits de Talli aux environs de Linguère (fig. 77). Mais dans les autres parties du bassin sédimentaire, l'érosion des derniers niveaux marins, remaniés dans les dépôts postérieurs, ne permet pas de fixer une limite précise ; les sédiments se chargent peu à peu de sable, de gravillons ferrugineux et éventuellement de phosphates de chaux altérés. D'après C. MONCIARDINI (1966, p. 42) la microfaune lutétienne disparaît en quelques mètres ; dans certains sondages « la limite

1. Cf. chap. I, C 2 b.
2. Cf. 1re partie, chap. I, C 3 b.
3. P. ELOUARD, 1959.
4. G. MILLOT, 1964.
5. 1962, 1963, 1965 a, 1965 b ; ces recherches doivent faire l'objet d'une thèse de 3e cycle.
6. Ce terme créé par L. BAUD a été repris par P. ELOUARD.
7. Renseignement oral de M. PASCAL, géologue au B.R.G.M. ; cf. aussi M. PASCAL, 1966.
8. R. DÉGALLIER, 1962 ; M. DIENG, 1962.

se situe au niveau d'un banc d'argile ocre, plus ou moins phosphatée, sableuse ou latéritique. Il pourrait s'agir là d'un équivalent latéral de la « formation jaune » décrite par P. ELOUARD ». A la bordure méridionale du bassin sédimentaire, dans la région de Tambacounda, des argiles grasses associées à des sables argileux ferruginisés surmontent aussi bien les calcaires néritiques que les grès littoraux du Lutétien[1].

Au-dessus de ces dépôts de base, le Continental terminal est constitué principalement de grès plus ou moins argileux (fig. 77). ***Le faciès type est un grès argileux bariolé,*** *blanc-rose ou rouge;* les oxydes de fer ont parfois imprégné les parois de canalicules et dessiné des auréoles successives très colorées dans la roche[2]. Il a été appelé grès de Kaédi par P. ELOUARD (1959) et, plus récemment, grès de Goudiri par M. DIENG[3]. Ces grès renferment parfois des lits de granules et de graviers de quartz, fréquents à la bordure du bassin sédimentaire[4] et dans la partie supérieure de la formation[5]. Ils peuvent passer à des niveaux sableux, restés meubles, soit verticalement, soit latéralement[6]. Enfin, *des lentilles ou des couches d'argiles y sont interstratifiées* (fig. 77).

La présence de niveaux salifères à la base du Continental terminal dans certaines parties du Trarza oriental et du Brakna[7] semble indiquer l'existence de sebkhas dans ces régions au début de la sédimentation. Le climat devait être alors chaud et relativement sec, donc de type subaride.

Des mouvements tectoniques ont accompagné par place les premières phases de cette sédimentation détritique. M. PASCAL[8] a observé de légères déformations des séries marines du Lutétien sur la rive droite de la vallée du Sénégal entre Matam et Kaédi. Dans les collines s'élevant le long de la bordure, la « formation jaune » présente parfois une surface plissée en tôle ondulée sur laquelle les dépôts gréseux du Continental terminal semblent reposer en discordance ; l'amplitude des ondulations est de 8 m. Les pendages des calcaires sous-jacents peuvent atteindre 30°[9].

b. Étude sédimentologique

Nous avons analysé six échantillons de grès argileux. Trois ont été prélevés à la limite est des dépôts du Continental terminal : n° 929 à Goudiri ; 960 près de Seno Gouro, au Sud-Ouest de Bakel ; 980 dans une butte du massif de Dao, au Nord-Ouest de Maghama. Le n° 990 se situe à la bordure ouest de la vallée du Sénégal entre Matam et Tilogne. Les deux autres ont été récoltés en Gambie et en Casamance : n° 888 près du bac de la transgambienne et 889 au Nord de Séfa, dans une petite vallée sèche.

L'analyse granulométrique (fig. 78 A) *montre que ces grès sont tous plus ou moins hétérométriques.* Ils sont généralement fins mais contiennent toujours un faible pourcentage de grains grossiers. Tantôt le matériel est très sableux, avec une fraction argileuse réduite, inférieure à 15 % (n° 889), tantôt les éléments fins prédominent largement et la formation passe alors à une argile sableuse (n° 960) ; tous les intermédiaires existent, comme le montrent les courbes 888, 990, 980 et 929. Le tri du matériel est nettement meilleur dans les dépôts plus sableux (n° 889).

L'étude morphoscopique (fig. 78 B) *met en évidence l'hétérogénéité de ce matériel détritique. La plupart de ses caractères sont hérités.* Ainsi s'explique l'abondance des grains arrondis, qui proviennent du remaniement d'anciens dépôts marins, d'âge éocène ou paléo-

1. M. DIENG, 1965 a.
2. P. MICHEL, 1956 c ; P. ELOUARD, 1957 b, 1959.
3. 1963, 1965 ; cette localité se situe entre Tambacounda et Kidira (pl. I).
4. Notamment près de l'entaille du Gorgol ; cf. P. MICHEL, 1956 c.
5. Surtout en Casamance et en Gambie ; cf. P. MICHEL, 1960 c, W. C. COOPER, 1927.
6. P. MICHEL, 1960 c.
7. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 c.
8. *In* Notice explicative de la feuille Matam (1/200 000), p. 28, Direction des mines et de la géologie du Sénégal, 1967.
9. Ils ont déjà été signalés par L. BAUD, 1936-1938 et F. JACQUET, 1936.

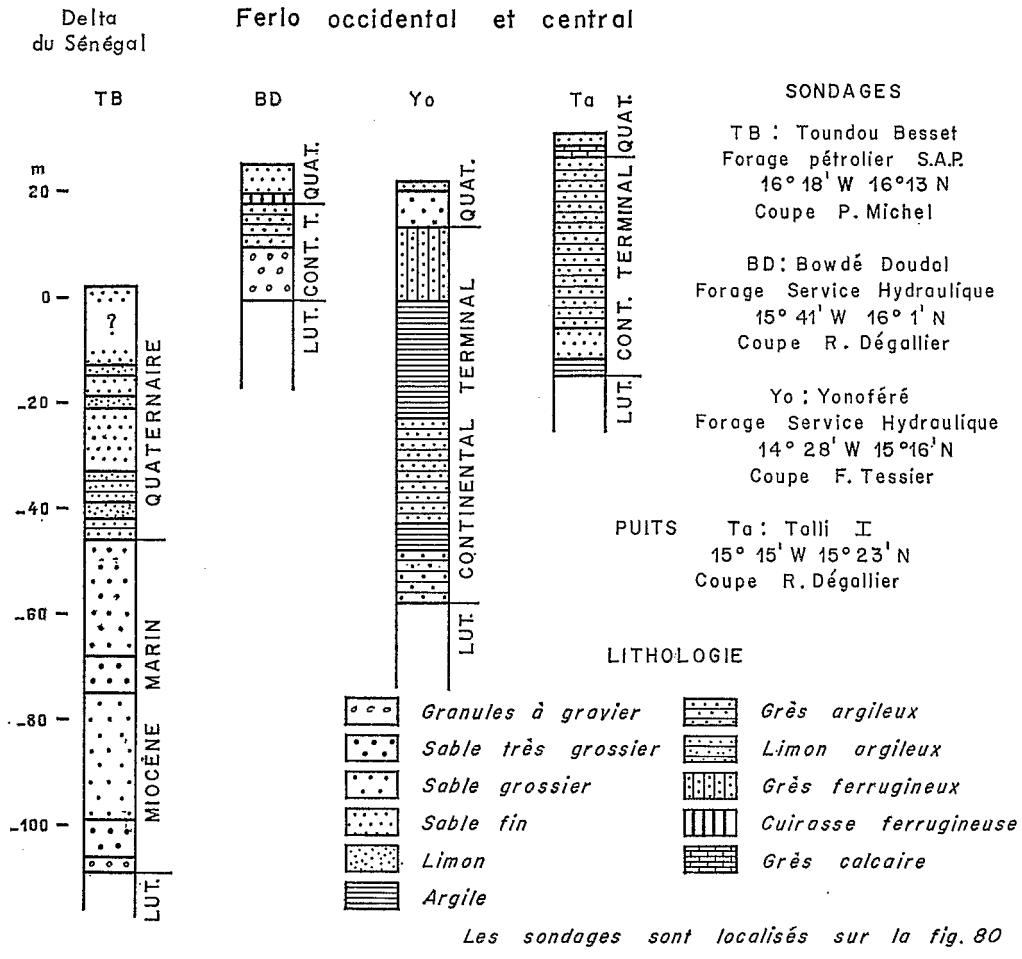


FIG. 77. — Dépôts post-lutétiens, coupes de sondages et de puits du Sénégal septentrional.

zoïque. Ces grès renferment cependant toujours une proportion non négligeable de grains non usés (jusqu'à 30 %).

L'échantillon 980, prélevé à la base de la série, présente une grande parenté avec les grès littoraux du Lutétien. L'usure des grains y est comparable. Cependant le pourcentage des NU augmente ; ceux-ci proviennent sans doute de l'éclatement, au cours du transport, de grains très corrodés. Comme dans les grès éocènes, les grains mats d'origine chimique et les picotés-luisants prédominent aux grandes tailles ; ils sont à la fois corrodés et ferruginisés. La proportion de grains luisants croît aux petites tailles, car les fragments de grains cassés n'ont subi qu'un façonnement dans l'eau.

Le nombre de grains devenus mats par altération chimique est plus faible dans l'échantillon 929, qui se situe plus haut dans la série. Aux grandes tailles dominent les picotés-luisants, aux petites dimensions, les luisants ; quelques rares grains montrent encore des traces de corrosion ou de ferruginisation. On peut en déduire que l'érosion différentielle dans les hauts bassins avait alors atteint des ensembles rocheux très peu affectés par l'altération latéritique de l'Éocène.

Les échantillons 888 et 889 se situent dans la série supérieure qui recouvre les dépôts marins miocènes du golfe casamançais (fig. 3 B). Le matériel a été façonné surtout dans l'eau. Ainsi s'explique la prédominance des grains luisants et picotés-luisants. La présence de quelques mats éoliens aux tailles supérieures à 0,7 mm pourrait indiquer une action temporaire du vent, si ce caractère n'est pas hérité. L'usure plus grande a pu être acquise précédemment.

Aussi bien la granulométrie que le façonnement du matériel indiquent une mise en place par épandages successifs sur de vastes glacis. Quel pouvait être le milieu bioclimatique qui les

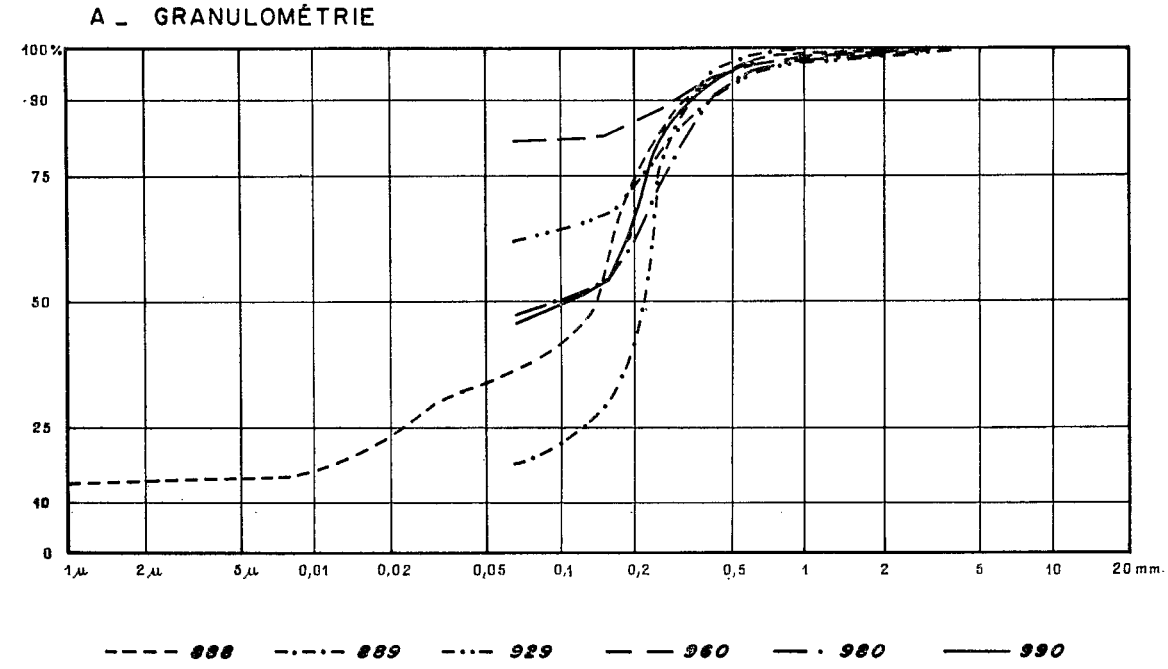


FIG. 78. — Dépôts du Continental terminal. Analyses granulométriques et morphoscopiques.

engendrait ? On pense volontiers à un climat tropical de tendance subaride, avec pluviométrie très irrégulière[1] ; la végétation clairsemée ne freinait guère les écoulements diffus, en filets anastomosés. Dans ces conditions les grosses averses devaient entraîner des dépôts importants de matériel mal classé. Les couches et lentilles de sables mieux triés correspondraient à des alluvions dans des chenaux d'oueds où l'écoulement était plus concentré. Les niveaux graveleux seraient des dépôts de crues particulièrement fortes et brutales. Nos observations, basées sur des études granulométriques et morphoscopiques, rejoignent donc l'opinion admise jusqu'ici d'une sédimentation détritique sous forme d'épandages dans un milieu relativement sec[2].

Cependant cette longue période de rhéxistasie a dû être entrecoupée de phases plus humides au cours desquelles la mise en solution l'emportait sur l'érosion mécanique et les transports solides. Les échantillons 888 et 889, prélevés en Gambie et en Casamance, contiennent des débris de cuirasse ferrugineuse, très abondants aux tamis 30 et 32 ; une partie des grains de quartz portent aussi des traces de ciment ferrugineux. Leur présence suggère qu'à une époque antérieure (fin Oligocène-Miocène ?) régnait, au moins par intervalles, un climat tropical de type sud-soudanien, permettant la formation de cuirasses ferrugineuses étendues[3]. Le petit nombre de grains mats d'origine chimique semble indiquer une altération relativement faible des roches, qui n'atteignait sans doute pas le stade de la décomposition latéritique.

Dans ces dépôts généralement mal classés, les ***minéraux lourds*** *sont rares ;* les niveaux de grès grossiers et de conglomérats en recèlent davantage. W. C. Cooper (1927) les a étudiés dans les formations du C.t. de la Gambie britannique lors de sa reconnaissance géologique. Le cortège y est constitué principalement d'ilménite, de magnétite et d'autres oxydes de fer, auxquels se mêlent des zircons, tourmalines, staurotides et rutiles en quantité plus faible. Ce chercheur en concluait déjà : « L'association de minéraux — avec un peu d'or — est telle qu'on peut penser qu'elle provient de vieux sédiments (probablement Paléozoïque ?) coupés de veines de quartz et de granite intrusif »[4]. D'après les travaux de M. Dieng, l'étude des minéraux lourds dans les grès de Goudiri « indique qu'ils proviennent des granites et pegmatites proches du socle birrimien »[5].

La ***fraction argileuse*** *de ces grès est généralement formée de* ***kaolinite.*** Les quatre échantillons prélevés dans des grès de Goudiri ou de Kaédi ne contiennent que ce minéral d'argile (tableau 17). Celui du sondage S 10 à Dagana, qui a été pris au sommet des sédiments marins de l'Éocène inférieur, renferme encore de la montmorillonite ; elle provient sans doute du remaniement des argiles feuilletées sous-jacentes[6]. Dans le sondage de Moutounsi, au Nord-Est de Nouakchott (fig. 5), les formations du Continental terminal présentent une association kaolinite (60 %)-illite (40 %)[7].

Les niveaux d'argile sont plus épais et plus continus dans le Ferlo central, comme le montre la coupe du sondage de Yonoféré (fig. 77). Ils semblent correspondre à des dépôts de dépressions occupées par des mares ou des lacs temporaires alimentés par les crues. Les eaux s'y décantaient progressivement ; ainsi se constituaient des couches détritiques très fines, ne contenant pas de sable, sauf en bordure. En outre, la masse périphérique des sables kaoliniques a pu se lessiver de sa kaolinite[8].

1. Analogue à celui qui règne actuellement dans le Nord-Est du Brésil.
2. Elle a été exprimée notamment par P. Elouard, 1959 et J. Tricart, 1961 a.
3. Cependant certains débris pourraient provenir de l'érosion de cuirasses plus anciennes du haut bassin de la Gambie.
4. Les recherches de J. P. Bassot, 1963, ont effectivement montré que des séries paléozoïques, plissées et faiblement métamorphisées, avec des batholites de granite affleurent à la bordure sud-est des dépôts du Continental terminal : cf. 1re partie, chap. I, B 3 b.
5. Notice explicative de la feuille Tambacounda, p. 14. Dans la région de Goudiri, le Continental terminal se situe à proximité de la fenêtre du socle que traverse la Falémé.
6. Cf. chap. I, C 2 a.
7. D'après l'analyse d'un échantillon récolté à 132 m de profondeur ; cf. P. Elouard, 1959, p. 44.
8. G. Millot, 1964, p. 174, explique ainsi la présence d'argiles kaoliniques dans le sidérolitique du Bassin Aquitain.

Tableau 17. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Argiles du Continental terminal.

Les chiffres indiquent la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite
929	10		
960	10		
980	10		
990	10		
1013	8	traces	2

Lieux de prélèvement :

929 Plateau de Goudiri (Sénégal oriental) ; sur le versant.
960 Cuesta près de Seno Gouro, au Sud-Ouest de Bakel ; éperon.
980 Butte du massif de Dao, au Nord-Ouest de Maghama (Mauritanie).
990 Bordure ouest de la vallée du Sénégal, entre Matam et Tilogne.
1013 Sondage de Dagana S 10 ; 25,50-26,10 m prof.

c. Observations dans les régions littorales

Les formations détritiques du Continental terminal de la Casamance se prolongent en Guinée portugaise (fig. 6). Selon A. TEXEIRA DA MOTA (1954) « une partie importante de la zone littorale est couverte de sables siliceux fins, avec une croûte ferrugineuse au milieu, attribués à l'Oligocène moyen ou supérieur et au Mio-Pliocène ». Des grès argileux bigarrés, identiques aux grès de Goudiri, affleurent notamment à la base des falaises de Varéla[1].

L'érosion mécanique a non seulement excavé les ensembles de roches tendres des hauts bassins, mais s'est aussi manifestée dans les régions soulevées de l'Ouest du Sénégal (fig. 6). Là, les couches supérieures des séries éocènes ont été décapées. F. TESSIER (1950, 1954 b) a montré que les niveaux de phosphates de chaux et de latéritoïdes phosphatés de la région de Thiès[2] ont été remaniés pendant cette période. Les matériaux superficiels désagrégés « ont été étalés par relais successifs, avec consolidations intermédiaires probables, sur une distance de quelques kilomètres » formant une nappe détritique épaisse d'une dizaine de mètres par endroits.

Par contre, dans les régions affaissées de Casamance, de la Basse-Gambie, de Dakar et du Delta du Sénégal, la ***sédimentation marine*** *se poursuivait après l'Éocène*[3]. La fréquence des niveaux sableux indique de nombreux apports du continent. Le sondage pétrolier de Balandine en Basse-Casamance (fig. 5), situé à 25 km au Nord–Nord-Est de Bignona, donne une coupe intéressante de la stratigraphie du Miocène, daté par la faune[4] :

0	- 20	m	(sable et grès du C.t.)
20	- 51		argile jaune sableuse marne et calcaire marneux coquilliers
51	- 53		latérite
53	- 59		sable gris grossier
59	- 61,50		latérite
61,50	-106		argiles grises à vert bleuté avec lignite ; sable gris-blanc à nombreuses passées argileuses

Le terme de « latérite » n'y est pas défini[5]. S'agit-il d'horizons d'altération et d'induration, élaborés *in situ* pendant des périodes d'émersion ? Ou de niveaux de graviers ferrugineux

1. P. MICHEL, 1960 c.
2. Qui datent du Lutétien ou de l'Éocène supérieur ; cf. chap. I, C 2 b.
3. Cf. 1re partie, chap. I, C 3 a.
4. Cette coupe m'a été aimablement communiquée par la Société des pétroles du Sénégal.
5. Il est souvent employé par les géologues comme synonyme de cuirasse ferrugineuse.

provenant de l'érosion de cuirasses sur le continent proche[1] ? Quoi qu'il en soit, leur présence entre des dépôts marins bien datés prouve l'existence d'un climat relativement humide à certaines époques du Miocène.

Dans le **Delta du Sénégal,** *le* ***sondage de Toundou Besset*** (fig. 5) *a traversé de 49 à 112 m une série sableuse que les géologues pétroliers de la S.A.P.*[2] *attribuent au Miocène.* Les dépôts de sables grossiers y alternent avec quelques niveaux de sables très grossiers (fig. 77) ; en voici la coupe détaillée[3] :

49- 56 m	sable grossier bien trié
57- 70	sable grossier plus hétérométrique avec quelques débris de coquilles (huîtres)
71- 77	sable très grossier, un peu hétérométrique
78- 86	sable grossier, mieux trié
87- 94	sable grossier avec de petits débris calcaires
95-100	sable grossier, bien trié
101-108	sable très grossier, un peu hétérométrique
109-112	granules et gravillons

L'analyse granulométrique (fig. 79 A) montre que cette série très homogène est constituée de *sables plus ou moins homométriques.* Les sables les mieux triés se situent vers la base (98 m) et au sommet (52 m) du dépôt. La médiane des six échantillons étudiés est comprise entre 0,6 et 1 mm.

Tous les éléments sont usés (fig. 79 B). *Le pourcentage élevé d'arrondis aux petites tailles indique notamment que les grains ont subi une usure intense et prolongée ;* chaque lot contient un certain pourcentage d'ovoïdes et de ronds, qui atteint encore 6 à 14 % pour la dimension 0,25 à 0,4 mm. Quant au façonnement des grains, cette série se distingue surtout des grès éocènes ou de ceux du Continental terminal par le nombre important de mats éoliens ; il atteint 52 % dans l'échantillon 108 (tamis 30) qui se situe à la base de la formation. En outre, les picotés-luisants sont beaucoup plus abondants que les grains luisants. Leur présence dénote une action éolienne importante, postérieure au façonnement dans l'eau.

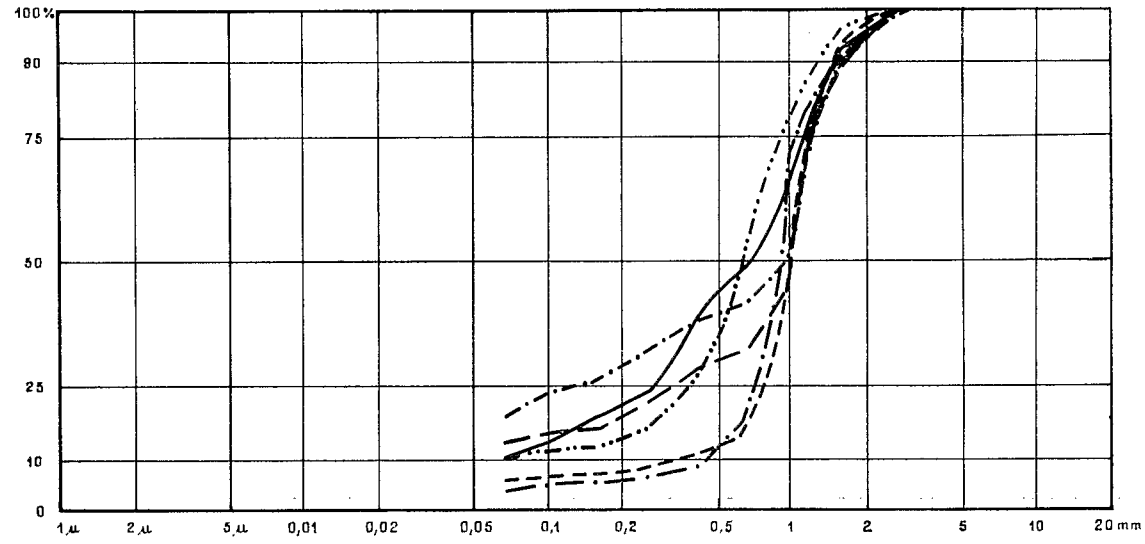
La granulométrie et la morphoscopie de cette série sableuse prouvent qu'il s'agit de formations littorales : après un long brassage par la mer, le matériel de la plage a dû être balayé par le vent et accumulé en dunes instables.

Certains échantillons contiennent, outre les débris de coquilles, quelques granules calcaires provenant de l'érosion des assises éocènes qui affleurent autour de ce golfe largement ouvert sur l'océan (fig. 5). Ils renferment aussi des petits débris de cuirasse ferrugineuse et parfois des microconglomérats de grains de quartz à ciment ferrugineux. Un certain nombre de grains sont teintés dans leur masse par les oxydes de fer et portent des traces de ciment ferrugineux. En outre, les échantillons de la base (108 m) et du sommet (52 m) montrent aux grandes tailles (> 1 mm) des grains mats d'origine chimique. *La présence de ces éléments confirme qu'au Miocène régnait, au moins à certaines époques, un climat plus humide que de nos jours* qui a engendré une migration importante d'oxydes de fer pouvant aboutir à la formation de cuirasse[4] ; en même temps une certaine dissolution de la silice a dû se produire dans les grès au niveau de la nappe phréatique.

La grande épaisseur et l'homogénéité de ces sables marins prouvent aussi que la partie ouest de l'actuel Delta du Sénégal était alors affectée par la subsidence, tout comme la Basse et Moyenne-Casamance. En outre, la proportion très faible de limon et de sable fin ou moyen est significative. Elle nous incite à penser que *les apports du continent étaient alors extrêmement réduits ; donc les embouchures du Sénégal ne pouvaient pas se situer dans cette région.* La Gambie

1. Il ne m'a pas été possible de voir les « carottes » du sondage.
2. Société africaine des pétroles.
3. Je l'ai établie d'après les échantillons que la S.A.P. a bien voulu prélever à mon intention (les prises ont été faites tous les deux mètres).
4. Rappelons que ces cuirasses ferrugineuses se forment actuellement surtout dans des régions recevant plus de 900 mm de pluie par an ; cf. 2e partie, chap. II, A 1 et III, A 1 b.

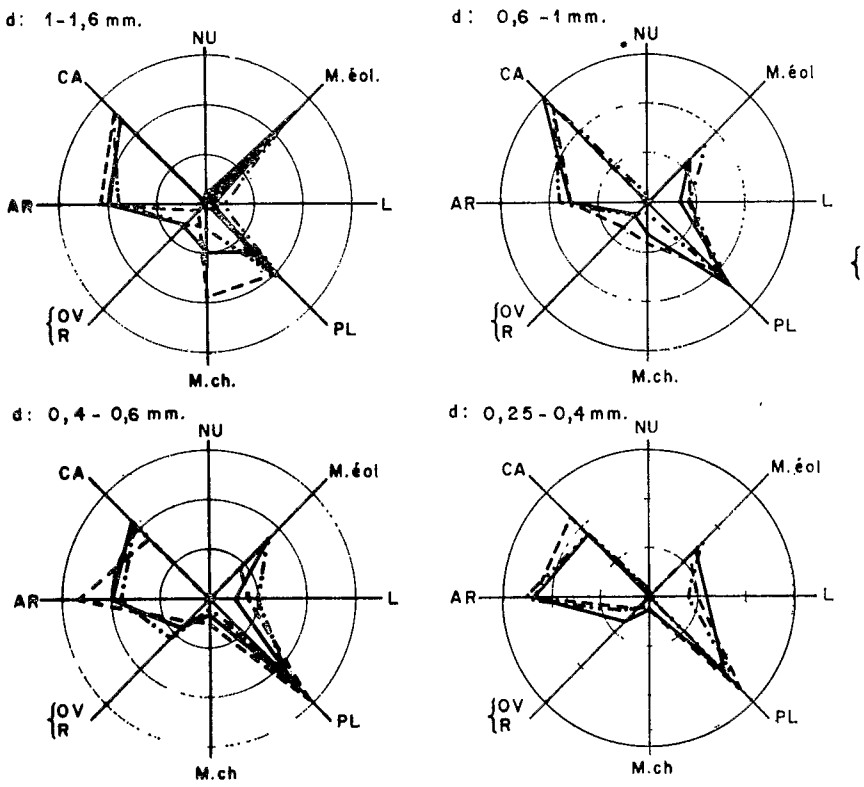
A _ GRANULOMÉTRIE



TB 52 — TB 64 — TB 78 — TB 88 — TB 98 — TB 108

Le numéro indique la profondeur en mètres du prélèvement de l'échantillon

B _ MORPHOSCOPIE



FORME DES GRAINS

NU Non usé
CA Coins arrondis
AR Arrondi
OV Ovoïde
R Rond

ÉTAT DE SURFACE

M.éol Mat éolien
L Luisant
PL Picoté - luisant
M ch. Mat chimique

Chaque subdivision correspond à 20 % des grains

FIG. 79. — Dépôts marins du Miocène (?). Sondage de Toundou Besset (Delta du Sénégal). Analyses granulométriques et morphoscopiques.

se jetait sans doute alors dans le golfe casamançais. Ainsi la position des cours inférieurs des deux fleuves était différente de l'actuelle puisqu'elle dépendait des mouvements tectoniques affectant le bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien.

2. LES PHASES DE SOULÈVEMENT ET DE SÉDIMENTATION

Ces phases n'ont pas encore été précisées. Jusqu'à présent les formations détritiques du Continental terminal n'ont pas été subdivisées, mais attribuées globalement à la longue période allant de l'Éocène supérieur à la fin du Pliocène. Cependant les recherches récentes dans d'autres régions d'Afrique ont permis de distinguer plusieurs phases tectoniques se reflétant dans les faciès des dépôts. Nous les évoquerons brièvement avant de retracer l'évolution des bassins du Sénégal et de la Gambie.

a. Déformations du continent africain

Pour le « *détroit soudanais* » *au Mali oriental*, H. RADIER (1959, p. 417) a pu établir que ces régions ont connu un soulèvement d'ensemble entre le Lutétien et l'Oligocène : « Un puissant régime de démolition oblitère alors complètement la topographie éocène entre le Gourma et l'Adrar des Iforas. Un nivellement presque parfait de cette région est atteint. Mais une dernière surrection générale au Pliocène, se poursuivant peut-être au Quaternaire, provoque une reprise de l'érosion... »

L'étude géologique du *bassin sédimentaire côtier du Dahomey-Togo* révèle aussi l'existence de plusieurs phases pendant la mise en place du Continental terminal. M. SLANSKY (1962, p. 224-225) y a distingué « deux termes correspondant à deux périodes de dépôts séparées par une importante période d'érosion ». Le terme inférieur est constitué d'éléments fins sableux, limoneux ou argileux ; il serait « au moins Oligocène »[1]. Ces formations finement détritiques présentent vers leur sommet des niveaux latéritiques. Des mouvements tectoniques importants, accompagnés semble-t-il du rejeu de failles, et un climat plus sec engendrent une nouvelle phase d'érosion et le dépôt du terme supérieur du Continental terminal, « discordant sur tous les niveaux sous-jacents, d'âge varié ». Son faciès est généralement plus grossier, avec souvent des graviers et galets de quartz roulés à la base.

Les formations continentales post-éocènes de la *cuvette tchadienne* indiquent également une évolution complexe. Au Niger oriental, les formations détritiques du Continental terminal, qui reposent sur des niveaux d'altération latéritique attribués à l'Éocène, contiennent toujours des oolites ferrugineuses ; selon H. FAURE (1962 a et b) elles dateraient de l'Oligo-Miocène. Un soulèvement affecte ensuite les régions périphériques ; c'est pourquoi le Continental terminal n'y subsiste plus que sous forme de buttes et petits plateaux. Par contre dans la partie centrale de la cuvette, soumise à la subsidence[2], existe une nouvelle série détritique sous du Villafranchien daté par une faune de vertébrés découverte au Tchad[3]. Donc la seconde période de sédimentation se placerait au Pliocène.

En *Afrique centrale et australe*, les observations de divers chercheurs ont permis à L. KING (1962) de distinguer deux phases de tectonique et d'érosion entre l'achèvement de la surface africaine[4] et la fin Pliocène : la première se situe au Miocène et aboutit au dépôt des sables des plateaux du Kalahari et du Congo ; la seconde se produit au Pliocène et voit la sédimentation des grès à « « tubulures » du Zambèze.

Ainsi les mouvements tectoniques ont rythmé la sédimentation dans les régions basses,

1. M. SLANSKY, 1962, p. 158.
2. F. PIRARD, 1966.
3. Par Y. COPPENS ; renseignement oral de H. FAURE.
4. Élaborée entre la fin du Crétacé et le Tertiaire moyen. La surface du Fantofa peut être considérée comme son équivalent ; cf. chap. I, C 2 b.

souvent soumises à la subsidence. Le facteur bioclimatique a pu jouer en outre un rôle non négligeable, comme le suggèrent les observations de M. SLANSKY (1962) dans le bassin côtier du Dahomey-Togo. Est-il possible de distinguer également plusieurs phases dans la mise en place du Continental terminal du bassin sénégalo-mauritanien ? Nous essayerons de reconstituer son évolution post-lutétienne en nous basant sur divers éléments tectoniques et sur certains caractères des dépôts[1].

b. Paléogéographie du bassin sénégalo-mauritanien

Nous avons vu que la région de Thiès et le dôme de Ndiass émergent définitivement au début de l'Éocène supérieur[2]. La ***dorsale anticlinale du lac de Guier*** (fig. 80 a) s'est constituée à la même époque, semble-t-il[3], par un soulèvement à grand rayon de courbure. La bordure du golfe sédimentaire et les terres émergées des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie sont relevées en même temps. Certains niveaux subissent des déformations locales ou se faillent.

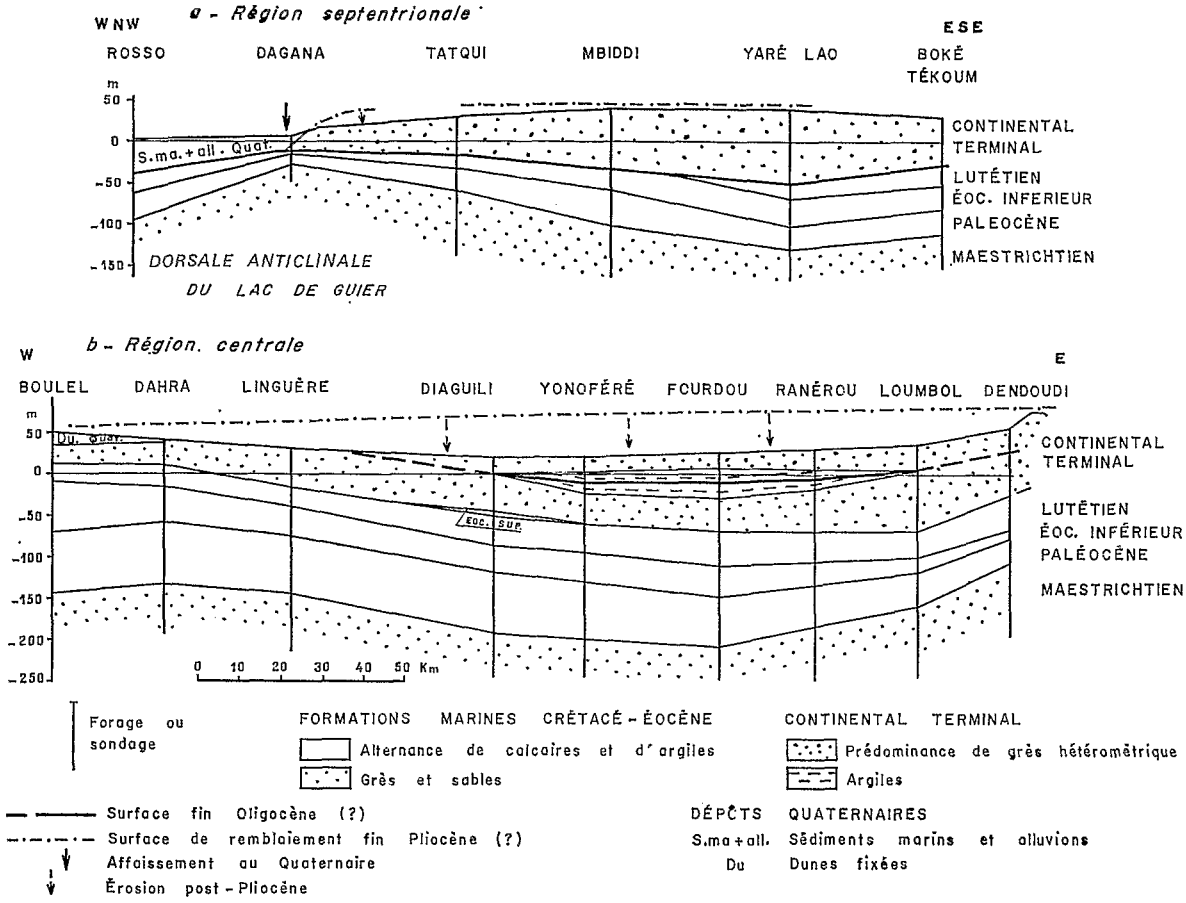
Les couches sédimentaires supérieures ou les niveaux d'altération sont attaqués dans les zones soulevées. Nous avons déjà signalé[4] que sur le plateau de Thiès les phosphates de chaux et les latéritoïdes phosphatés sont généralement remaniés. Dans la zone anticlinale du lac de Guier le Lutétien n'existe pas. Les dépôts du Quaternaire reposent sur l'Éocène inférieur, d'ailleurs très aminci (fig. 80 a) : il n'a que 10 à 25 m d'épaisseur dans la région de Dagana, contre 150 m au sondage de Toundou Besset[5].

Dans les parties basses se produit une sédimentation continentale, dont les dépôts reposent souvent en concordance sur les séries marines de l'Éocène moyen ou supérieur (fig. 80 b). D'abord très fine (argile kaolinique, formation lie-de-vin), elle présente ensuite un caractère plus grossier, avec prédominance de grès hétérométriques argileux. *Le cours inférieur du Sénégal était alors isolé de la mer par le bombement anticlinal du lac de Guier. En aval de Bogué, le fleuve coulait vraisemblablement vers le Nord-Ouest* (fig. 5), *en direction de l'actuelle sebkha du Ndhramcha vers laquelle s'étendait une vaste zone déprimée*[6].

Une autre zone basse englobait le Ferlo central et méridional (fig. 6). Le forage de Tambacounda y a traversé de 68 m à 134 m des argiles et des grès fins argileux avant d'entrer dans les calcaires lutétiens[7] ; la découverte récente d'une faune lacustre ou lagunaire d'Hystrichosphères dans ces dépôts permet d'attribuer la série à la période allant de l'Éocène supérieur à l'Aquitanien[8].

Puis la sédimentation redevient fine dans la majeure partie du bassin. Ainsi les coupes des forages s'échelonnant entre Linguère et Matam montrent que des argiles blanches kaoliniques surmontent les grès hétérométriques (fig. 80 b). Il s'agit sans doute de dépôts lacustres sous un climat relativement humide[9]. Les reliefs ne devaient pas être très élevés alors. On peut penser que *dans les parties soulevées par le mouvement épeirogénique, une* ***surface d'érosion*** *tronquait les différentes couches de l'Éocène marin ; dans les zones d'affaissement, par contre, la surface correspondait au sommet du remblaiement* (fig. 80). Les sesquioxydes de fer, très abondants dans ces dépôts détritiques issus de l'érosion de vieilles latérites, ont pu migrer facile-

1. Des études plus détaillées seraient nécessaires pour confirmer certaines hypothèses. Elles sortent évidemment du cadre de ce travail de géomorphologie.
2. Cf. chap. I, C 2 b.
3. Cette opinion est exprimée par C. MONCIARDINI, 1966 ; les travaux en cours de J. TRÉNOUS confirment cette hypothèse.
4. Cf. paragr. 1 c.
5. D'après C. MONCIARDINI, 1966.
6. Rappelons que dans le sondage de Moutounsi, situé à sa bordure est, le C.t. atteint une puissance de 210 m.
7. D'après la coupe de A. GORODISKI, *in* P. MICHEL, 1960 c.
8. M. DIENG, 1965 b.
9. Celui-ci se serait alors étendu à la majeure partie du Sahara occidental et central. D'après J. R. VILLEMUR, 1967, p. 116, on a trouvé dans des calcaires hamadiens de la région de Taoudéni (au Mali septentrional) une lumachelle contenant un Gastéropode, connu dans le Sud-Marocain comme aquitanien.



Les coupes géologiques sont établies d'après les travaux de C. Monciardini (1966)

FIG. 80. — Structure et modelé du Ferlo. Déformations tectoniques et évolution géomorphologique au cours du Tertiaire et du Quaternaire.

ment grâce à la bonne alimentation des nappes phréatiques ; ils ont probablement constitué des horizons concrétionnés et des carapaces dans la partie supérieure des formations[1].

Cette surface composite, d'érosion ou d'accumulation, se serait développée principalement dans le bassin sédimentaire. On n'en trouve pas de traces tangibles au-delà, le long des cours supérieurs du Sénégal, de la Gambie et de leurs affluents. Il est vrai qu'elles ont pu disparaître par suite de l'érosion ultérieure. Mais, de toute façon, *la surface n'a guère entamé les ensembles de roches dures du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue* qui portent les marques des aplanissements antérieurs[2]. Quel âge attribuer à cette surface d'érosion partielle ? ***Elle pourrait dater de la fin Oligocène;*** *elle est en tout cas antérieure aux mouvements tectoniques du Miocène* (tableau 18).

Ces ***déformations*** *liées au paroxysme du plissement alpin sont particulièrement importantes dans l'Ouest du Sénégal.* Des fractures du socle ont dû rejouer en profondeur, déformant les couches sédimentaires près de la surface. Nous avons déjà signalé[3] que le batholite de Léona et le horst de Ndiass se relèvent, alors que la Casamance et la partie ouest du Delta

1. Par exemple le forage de Tambacounda a recoupé à 78 m de profondeur un « niveau ferrugineux pisolitique ».
2. Cf. chap. I, C 1 et 2.
3. 1re partie, chap. I, C 3 a.

Tableau 18. — **L'évolution géomorphologique antéquaternaire des bassins du Sénégal et de la Gambie.**

	AGE	CLIMAT	TERRES ÉMERGÉES			GOLFE SÉNÉGALO-MAURITANIEN	
			Tectonique	**Façonnement**	**Dépôt ou altérat.**	**Niveau marin**	**Dépôt ou altération**
TERTIAIRE	supérieur PLIOCÈNE	humide		relief intermédiaire et SURFACE D'ÉROSION	cuirasse latéritique		cuirasse ferrugineuse
	inférieur	sec	soulèvement	érosion intense	Continental terminal supérieur	émersion totale	Continental terminal
	MIOCÈNE	assez humide		érosion		subsidences locales	formations volcaniques calcaire + sable marin
	OLIGOCÈNE ÉOCÈNE supérieur	plus sec ? humide	soulèvement	surface d'érosion locale érosion	Continental terminal inférieur	émersion partielle	dépôts lagunaires et lacustres
	ÉOCÈNE moyen et inférieur	très humide		3e SURFACE D'APLANISSEMENT	altération latéritique	transgression	sédimentation chimique (silicifications)
SECONDAIRE	MAESTRICHTIEN SÉNONIEN supérieur	sec	mouvements locaux	érosion intense	Continental intercalaire supérieur	régression ?	sédimentation marine détritique grossière
						transgression	
	TURONIEN	humide			altération		sédimentation marine fine
	CÉNOMANIEN	sec ?	soulèvement	érosion		subsidence	sédimentation marine détritique
	ALBIEN	humide		2e SURFACE D'APLANISSEMENT	altération latéritique		sédimentation marine fine
	NÉOCOMIEN *sensu lato*	plus sec ?	soulèvement	érosion	Continental intercalaire inférieur	subsidence	sédimentation marine détritique
	JURASSIQUE supérieur et moyen	humide		1re SURFACE D'APLANISSEMENT	altération latéritique		sédimentation marine chimique

du Sénégal sont soumises à la subsidence ; des venues volcaniques jalonnent les failles[1]. Dans la région de Popenguine se forme le grand pli déjeté du cap de Naze[2]. En même temps se serait produit un *gauchissement de la surface fini-Oligocène dans le Ferlo ;* elle se serait légèrement soulevée au Nord-Ouest selon un axe passant par Dahra et Dagana, alors qu'un nouvel affaissement se produisait dans les parties centrale et méridionale (fig. 80). En outre, *toute la bordure orientale du bassin sédimentaire se serait relevée à cette époque.*

Les terrains se fracturent par endroits au cours de ce soulèvement. M. PASCAL[3] a remarqué dans les buttes de Sivé et de Haïré Modiane, situées à l'Est de la vallée du Sénégal entre Matam et Kaédi, plusieurs petites failles subverticales affectant le Continental terminal et l'Éocène ; leur rejet ne dépasse pas 10 m. Cette région serait affectée d'accidents verticaux anciens, qui auraient rejoué dès le Secondaire et pendant le Tertiaire lors des soulèvements épeirogéniques de la partie orientale du bassin sédimentaire. Il faut signaler à l'appui de cette hypothèse qu'une importante ligne d'anomalie gravimétrique positive, de direction N 15° W, a été décelée à proximité de Matam par les études géophysiques[4].

Le fleuve Sénégal ne rejoignait pas la zone subsidente de Saint-Louis, dont le séparait le léger bombement de Dahra-Dagana[5]. *Il se dirigeait sans doute toujours vers le Nord-Ouest* (fig. 81). Notons que la plupart des sondages pour recherches d'eau d'Hassi el Bagra dans le Trarza septentrional (fig. 5) ont traversé après les dépôts de sables quaternaires, des grès argileux blanc jaunâtre contenant des « passées gravillonnaires »[6] : celles-ci représentent peut-être des alluvions d'anciens lits du Sénégal et de certains affluents. Les dépôts dans les régions affaissées du Ferlo redeviennent aussi plus grossiers : des grès y recouvrent les argiles blanches kaoliniques dans la partie centrale ou reposent directement sur les séries éocènes dans la partie septentrionale (fig. 80). Il est probable que la Falémé ne rejoignait pas le Sénégal mais se perdait dans le Ferlo central (fig. 81). Le Baoulé était, semble-t-il, toujours un cours d'eau endoréique et se dirigeait vers le Hodh.

Au Pliocène se produit une régression marine générale (fig. 5)[7]. *La sédimentation détritique continentale se généralise alors dans le bassin sédimentaire. Elle correspond certainement à une phase d'érosion intense sur les bordures soulevées, probablement sous climat contrasté à tendance sèche* (tableau 18). *C'est donc une grande période de rhéxistasie. Les grès argileux bariolés couvrent les formations marines du Miocène en Casamance et en Basse-Gambie* (fig. 3 B) ; leur épaisseur atteint 90 m au sondage de Brikama au Sud de Bathurst[8]. A Tambacounda les dépôts attribués à l'Aquitanien sont surmontés de formations gréseuses (grès de Goudiri) d'une puissance de 65 m. Les sédiments sablo-argileux s'entassent dans tout le Ferlo et couvrent même le bombement anticlinal du lac de Guier, où ils reposent en discordance sur l'Éocène inférieur (fig. 80 a). Un niveau de granules et graviers se situe à la base du dépôt dans le forage de Bowdé Doudal (fig. 77). A cet endroit, l'épaisseur du Continental terminal ne dépasse pas 20 m, alors qu'elle atteint 144 m au forage de Loumbi-Sud dans le Ferlo central.

1. A Dakar même se situent entre les ankaratrites du cap Manuel et le plateau, constitué par les séries éocènes, des tufs volcaniques renfermant des calcaires à Lépidocyclines, post-oligocènes ; cf. A. GORODISKI, 1952 ; P. ELOUARD, 1965 a.
2. F. TESSIER, 1950, 1954 a.
3. *In* Notice explicative de la feuille Matam (1/200 000), p. 28, Direction des mines et de la géologie du Sénégal, 1967.
4. C. BLOT, Y. CRENN, R. REICHENMANN, 1962.
5. L'étude de la série de sables grossiers du sondage de Toundou Besset, attribuée au Miocène, le suggérait déjà ; cf. paragr. 1 c.
6. P. ELOUARD, 1957 a. Ces grès appelés grès du Trarza sont l'équivalent des grès de Kaédi ; ils s'en distinguent par leur couleur blanc jaunâtre (P. ELOUARD, 1959, p. 125).
7. Cf. 1re partie, chap. I, C 3 b.
8. D'après une des coupes Nord-Sud de C. MONCIARDINI, 1966.

B. MORPHOGENÈSE DE LA FIN DU PLIOCÈNE

Cette érosion intense sous climat à pluies brutales, mais irrégulières et très espacées, conduit à un *nivellement partiel des reliefs dans les bassins du Sénégal et de la Gambie.* A la différence des aplanissements du Secondaire et de l'Éocène inférieur, la surface pliocène s'est développée surtout dans les formations tendres et a seulement grignoté les ensembles de roches résistantes des hauts bassins. Dans le socle et les séries plissées du Paléozoïque subsistent de nombreux inselbergs portant des restes de la pénéplaine éocène[1]. Dans les dolérites ou les grès monoclinaux du *Plateau Mandingue méridional, les bowé de la surface éocène se terminent souvent par des versants convexes en pente douce,* couverts eux aussi d'un manteau d'altérites, indurées sur plusieurs mètres.

La forme de ces versants et surtout leur recouvrement indiquent une modification importante du milieu bioclimatique (tableau 18). Grâce à des précipitations abondantes et régulières, permettant la formation d'un tapis végétal dense et continu, l'altération biochimique des roches et la mise en solution a pris le pas sur la désagrégation mécanique et les transports solides. Ainsi les mécanismes de pédiplanation ont été enrayés et l'aplanissement est resté très incomplet.

Ces versants protégés par leur cuirasse, d'une pente moyenne de 10 à 15°, raccordent les plateaux mollement ondulés aux glacis façonnés pendant le Quaternaire[2]. C'est pourquoi J. Vogt (1957) les a qualifiés de « *relief intermédiaire* ». Nous avons repris ce terme pour désigner l'ensemble des formes douces modelées à cette époque sous climat humide et figées sous leur revêtement cuirassé (fig. 63). La migration des sesquioxydes a aussi engendré la formation d'une cuirasse sur les terrains aplanis précédemment, où elle subsiste par places jusqu'aux abords de la basse vallée du Sénégal[3].

1. SURFACES PLANES ET RELIEF INTERMÉDIAIRE

La surface pliocène présente des aspects multiples : tantôt elle recoupe des formations variées, tantôt elle se confond avec le plan supérieur de la sédimentation détritique.

a. Les pays de bas plateaux et d'inselbergs

Dans le bassin sédimentaire Crétacé-Tertiaire cette surface correspond le plus souvent au sommet des dépôts du Continental terminal; il s'agit donc surtout d'une surface d'accumulation ou de remblaiement (fig. 81). *Mais sur les bordures elle tronque les séries marines de l'Éocène et du Crétacé supérieur,* soulevées et en partie fracturées pendant le Miocène : au Centre-Ouest, les calcaires, argiles et latéritoïdes phosphatés du plateau de Thiès, puis les grès maestrichtiens du horst de Ndiass ; à l'Est, les grès littoraux du Lutétien.

Cette surface d'érosion s'est étendue vers l'Est dans les bassins supérieurs du Gorgol et de l'oued Gharfa. Elle y recoupe successivement les schistes et quartzites de la série de Bakel-Mbout, des granites, puis les grès et pélites du « Falémien » (fig. 82). Mais le plateau gréseux de l'Assaba a échappé au nivellement. L'érosion n'a réussi qu'à creuser quelques dépressions à travers ce massif très étroit ; elles constituent maintenant des cols et servent de voie de

1. Cf. chap. I, A 3 et C 2 b.
2. Cf. 4e partie, chap. I A.
3. Cette cuirasse est généralement considérée comme étant d'âge pliocène. P. Elouard, 1959, l'a attribuée au Villafranchien. Puisqu'il s'agit d'une formation essentiellement pédologique, sans aucun fossile, il n'est pas possible de lui donner un âge précis. C'est pourquoi nous la situons d'une façon très approximative dans le Pliocène supérieur (tableau 18).

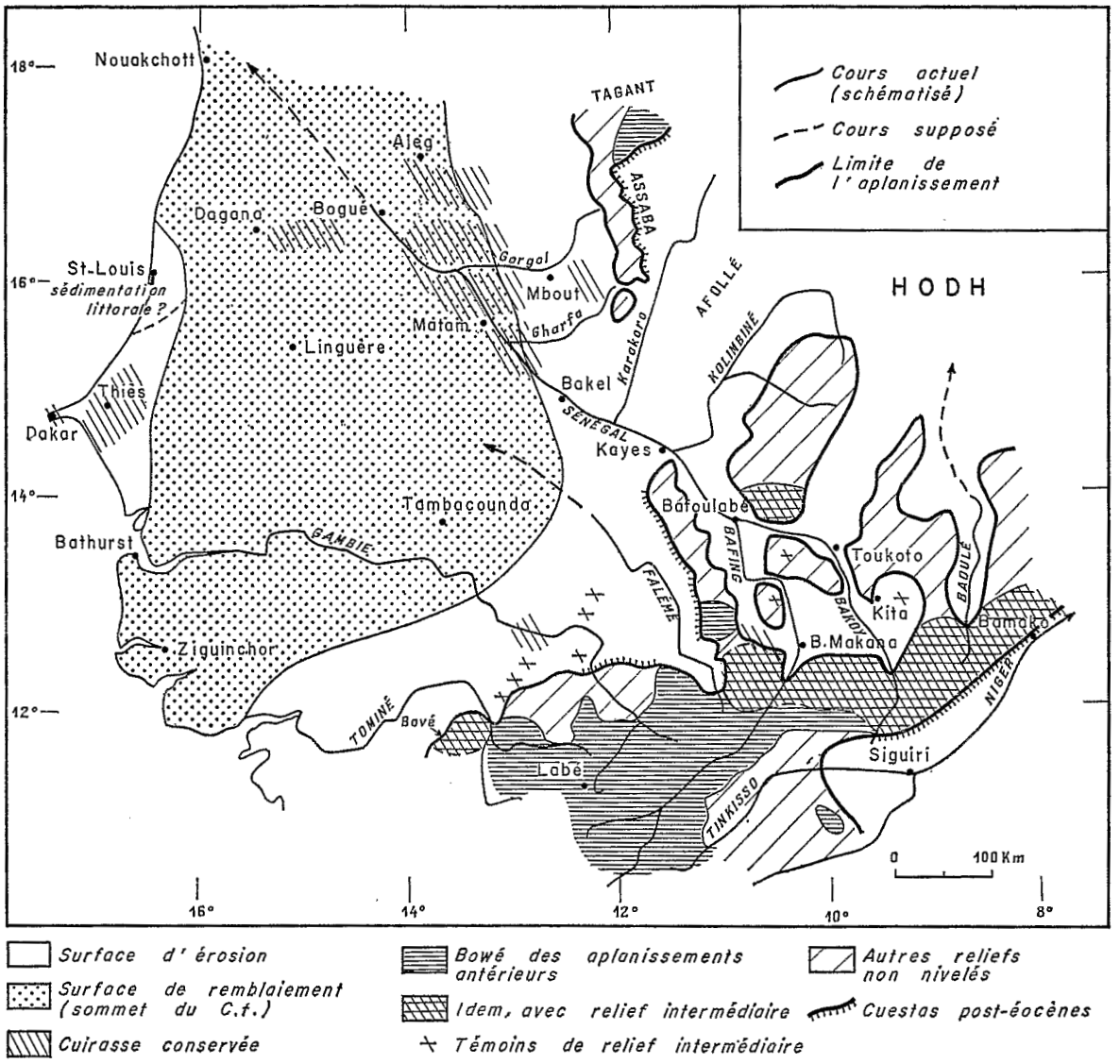


FIG. 81. — Réseau hydrographique et modelé à la fin du Pliocène.

passage, la principale étant la « passe » de Soufa (fig. 82). La surface s'abaisse régulièrement vers l'Ouest, de 200 m à la hauteur de Soufa jusqu'à 80 m dans les environs de Kaédi[1]. Les différentes branches du Gorgol et l'oued Gharfa suivent sa pente, se dirigeant vers l'Ouest–Sud-Ouest pour rejoindre le Sénégal (fig. 81). Les reliefs non nivelés de l'Assaba constituaient alors, comme maintenant, la ligne de partage des eaux avec le Karakoro, qui coule vers le Sud–Sud-Ouest selon une direction subséquente. Par contre, *l'érosion aurait aplani pendant le Pliocène la majeure partie du plateau de l'Afollé*[2], ainsi que les vastes régions déprimées du Hodh et de l'Aouker s'étendant à l'Est et au Nord-Est jusqu'aux cuestas des Dhar Tichitt, Oualata et Néma[3] (fig. 74).

La surface d'érosion s'est aussi développée au Sud-Est du bassin sédimentaire et dans

1. Sa pente naturelle a été sans doute exagérée par un soulèvement épeirogénique au cours du Quaternaire.
2. La plupart des altitudes y sont inférieures à 250 m, d'après les points cotés qui se situent souvent sur les reliefs.
3. Cette dernière est précédée de quelques buttes témoins.

les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie, ainsi que dans la région de Kayes, par déblaiement des formations généralement tendres du socle birrimien, du Cambrien inférieur ou du Paléozoïque plissé et métamorphique. Elle est limitée à l'Est par la cuesta de grès infracambriens du Tambaoura et au Sud par les hauteurs doléritiques ou gréseuses des contreforts septentrionaux du Fouta Djalon (pl. VI). La surface s'abaisse vers le Nord-Ouest, de 330 m près du cours supérieur de la Falémé à 150 m aux environs de Niokolo-Koba[1]. *Mais cette surface a été presque entièrement détruite par l'érosion aréale façonnant des glacis étagés pendant le Quaternaire*[2]. Il n'en subsiste plus que quelques lambeaux isolés et perchés (fig. 76) ; ainsi la butte située à 2 km au Nord–Nord-Ouest de Tinkoto, qui domine les alentours de 80 m (fig. 87), est un témoin de cette surface.

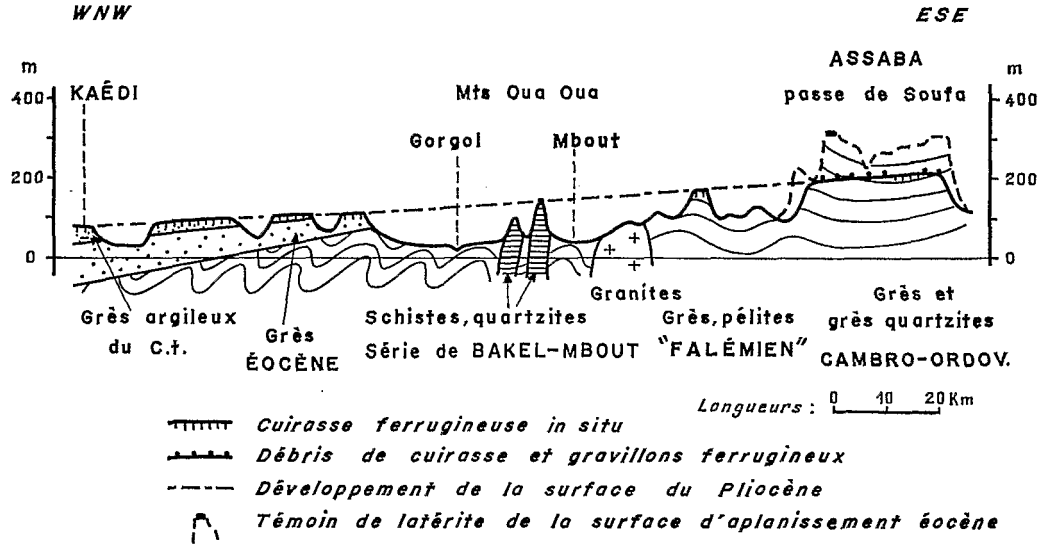


FIG. 82. — Coupe géologique et géomorphologique du bassin du Gorgol (Sud-Ouest de la Mauritanie).

L'aplanissement n'a pas été complet dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie puisque des *reliefs résiduels,* souvent coiffés de fragments latéritiques de la surface éocène[3], s'égrènent depuis la Koulountou jusqu'à la « falaise » de Tambaoura (pl. VI) ; ils correspondent toujours à des affleurements de roches plus résistantes : métabasites birrimiens, série des Bassari ou dolérites paléozoïques. *Lors de la période humide du Pliocène supérieur, ces hauteurs présentaient des versants en pente très douce sur lesquels s'est constituée une cuirasse latéritique.* Ce modelé a le plus souvent disparu par suite de la reprise d'érosion au Quaternaire ancien. Néanmoins des témoins sous forme de pans latéritiques inclinés à flanc de butte ou pointant en reliefs monoclinaux isolés, subsistent encore dans les Monts Bassari, sur les reliefs de la boucle de la Gambie (fig. 153) et sur le petit massif de Sabodala (fig. 76), situé à l'Ouest de Kossanto (pl. VI). Des petites cuvettes intérieures, cuirassées et haut perchées, où des ruisseaux prennent leur source[4], peuvent aussi être rattachées au relief intermédiaire ; les pentes très douces dans leur partie médiane se relèvent vers les bordures. Dans la boucle de la Gambie les divers fragments de cette ancienne topographie s'échelonnent entre 280 et 380 m d'altitude[5].

1. Soit une pente moyenne d'environ 1 % ; la pente d'origine a aussi été accentuée par le soulèvement épeirogénique ultérieur.
2. Cf. 4e partie, chap. I A et B.
3. Cf. chap. I, A 3 et B 3 c.
4. Par exemple dans les montagnes de Ndébou et de Bandafassi (fig. 62), ainsi qu'à 2 km à l'Est de Sabodala ; cf. P. MICHEL, 1960 a.
5. Alors que la surface d'érosion se situait aux alentours à 250-270 m (pl. VI).

Certains reliefs des Monts Bassari présentent des sommets très arrondis, se différenciant des buttes tabulaires et plus élevées, témoins de la surface éocène ; quelques-unes de ces collines ont conservé leur revêtement latéritique, telles les buttes de Négaré et de Soubanik.

D'ailleurs la surface d'érosion s'est largement étendue dans la partie septentrionale de la chaîne Bassari. Au Nord de la Gambie elle a arasé tous les reliefs, sauf le Mont Assirik. Ce nivellement plus complet s'explique à la fois par l'altitude plus faible de la pénéplaine éocène dans ce secteur et par la proximité du niveau de base régional, la Gambie (pl. VI). De vastes lambeaux de la surface pliocène, couverts d'une cuirasse compacte, subsistent encore de part et d'autre du fleuve : à Oré-Bowal, entre Soubanik et Salémata, et dans les environs de Mbon, un peu plus au Sud[1].

b. Les massifs des hauts bassins

Dans les terrains durs du Paléozoïque, qui constituent le Fouta Djalon et le Plateau Mandingue, les marques de l'érosion sont beaucoup plus modestes. La surface du Fantofa a été découpée par les entailles du chevelu hydrographique en une série de plateaux, sans doute suivant le réseau de profondes diaclases qui affectent surtout les grès siliceux et les grès quartzites ; en outre, dans les régions septentrionales, son manteau latéritique a été enlevé, mis à part quelques petits fragments[2].

Mais l'érosion a affecté davantage le ***Plateau Mandingue*** *que le Fouta Djalon. La surface pliocène y pénètre en doigts de gant de part et d'autre des principales rivières* (fig. 81), *lorsque celles-ci coulaient dans des formations relativement tendres.* Elle s'est avancée ainsi le long du Bafing inférieur et de son affluent le Balinn[3] jusqu'à la hauteur de Kouroukoto. A l'Ouest de cette localité subsistent encore de vastes étendues de la surface d'érosion, de part et d'autre de la piste Kéniéba-Bafing Makana ; les terrains plats ou légèrement ondulés, couverts d'une épaisse cuirasse, s'étendent entre 400 à 450 m et sont dominés vers le Sud par la montagne de Binda, témoin de la pénéplaine éocène (pl. V).

Cette surface s'est aussi développée le long du Bafing moyen et du Bakoy. Elle s'est étendue notamment de Bafing Makana jusque dans la région de Kita et au Nord de Toukoto (fig. 81). Une autre bande suit le Baoulé jusqu'à la hauteur du 13e parallèle[4]. Mais l'érosion a été incapable de niveler les ensembles de roches dures, soit les vastes sills de dolérites intrusifs dans le Cambrien inférieur, soit les couches de grès quartzites infracambriens[5]. Les grandes rivières n'ont pas réussi jusqu'à présent à élargir leur vallée dans ces formations ; c'est le cas du Bakoy en amont de Bafoulabé et du Bafing dans la région de Kéniékéniéko.

La surface d'érosion n'a guère entamé les reliefs du Plateau Mandingue méridional en dehors des couloirs du Bafing et du Bakoy, sauf le long du Faragama, affluent de gauche du Bakoy supérieur. Le petit bassin, déblayé entre les croupes de Sitaouli et les hauts bowé de Sitaouma[6], correspond sans doute à l'affleurement d'un ensemble de roches tendres. Sa surface légèrement ondulée et entièrement cuirassée se situe entre 400 et 450 m d'altitude. Ailleurs s'élèvent partout les plateaux latéritiques de la pénéplaine éocène associés au **relief intermédiaire** (fig. 81).

Les formes de ce relief sont très variées (fig. 83) : ici des *versants en pente douce à revêtement latéritique,* convexes en haut puis rectilignes, prolongent le haut bowal jusqu'aux glacis ou aux entailles récentes du chevelu hydrographique (fig. 68) ; là s'allongent des *croupes dont le sommet arrondi est tangent au plan de la surface éocène* (fig. 83) comme au Sud-Ouest de Kouragué et dans les environs de Dirédara ; ailleurs le relief intermédiaire se présente

1. Cf. les coupes géologiques au 1/50 000 de l'étude de J. C. CHIRON, 1964.
2. Cf. chap. I, A 3.
3. Constitué par la jonction de la Dassabola et de l'Oulounkoli.
4. Rappelons que cette rivière ne rejoignait pas encore le Bakoy comme maintenant, mais se perdait toujours vers le Nord dans la dépression du Hodh.
5. Leur stratigraphie est malheureusement encore mal connue ; cf. 1re partie, chap. I, B 1 a.
6. Cf. chap. I, B 3 b.

comme un *ensemble confus de collines*, sectionné par le creusement ultérieur des cours d'eau. Ce dernier aspect domine dans la région de Sitaouli-Ségouma, entre le Balé et le Bakoy (fig. 148 a). Parfois le plateau ou une partie de la croupe ont été érodés et il ne subsiste plus qu'un *flanc cuirassé, se dressant en relief monoclinal* (fig. 83), telle la crête au Sud-Ouest de Binda (pl. V).

Le modelé ressemble dans certains secteurs à celui des collines en demi-orange, qu'on trouve dans le domaine subéquatorial. D. MARTIN (1967) a montré dans son étude sur la géomorphologie et les sols du Cameroun central qu'un horizon induré à faible profondeur recouvre souvent d'une chape toutes les collines. Le cuirassement s'est fait au niveau de chaque interfluve, en commençant par le bas de pente, sous un climat à fort contraste de pluviométrie, donc de type tropical humide. Dans le Cameroun central, les paysages de collines en demi-orange ou à profil plus complexe représentent un des modelés de dissection lente de la surface africaine élaborée au début du Tertiaire. Il en est de même dans le haut bassin du Sénégal, mais ce modelé a été partiellement rajeuni pendant le Quaternaire.

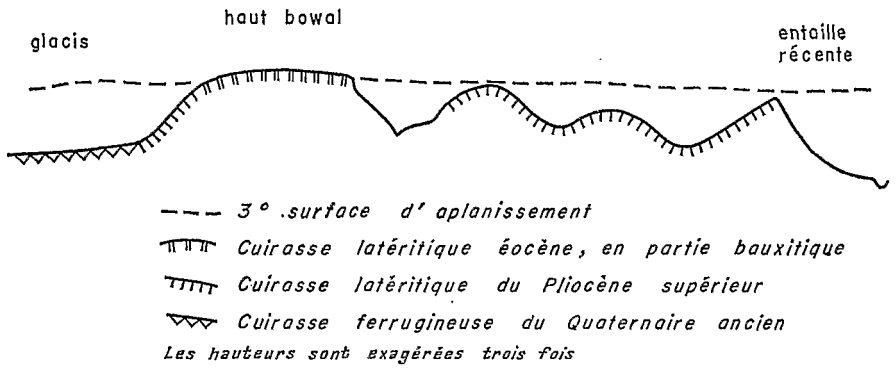


FIG. 83. — Formes du relief intermédiaire dans le Plateau Mandingue méridional.

Les diverses formes du relief intermédiaire ont encore une grande extension aussi bien dans les ensembles montagneux de part et d'autre du Bafing (pl. V) et du Bakoy[1], que plus à l'Est dans les Monts Mandingue qui dominent le bassin de Siguiri creusé par le Niger après l'aplanissement éocène (fig. 81). Elles ont été conservées grâce à leur cuirasse latéritique et *elles caractérisent le modelé de cette partie méridionale du Plateau Mandingue*. Dans les massifs plus septentrionaux, ces paléoformes ont presque toujours été détruites par l'érosion mécanique au cours du Quaternaire. Il n'en subsiste plus que quelques rares témoins sur les hauteurs gréseuses s'échelonnant entre Bafing Makana et Toukoto et sur des inselbergs aux environs de Kita (fig. 81).

Dans la partie méridionale du *massif de Bafoulabé*, qui domine la vallée inférieure du Bakoy, la profonde entaille du réseau hydrographique n'a laissé que des fragments épars de ce modelé : ce sont de petits bowé accrochés aux flancs des crêtes et des buttes tabulaires, à chapeau latéritique de la surface éocène, ou bien des *cuvettes perchées couvertes d'une cuirasse*, comme celle située à l'Ouest de Foulanko (fig. 70) ; leur altitude est comprise entre 400 et 500 m. Les formes du relief intermédiaire ont complètement disparu dans les parties centrale et septentrionale du massif.

La surface pliocène n'a pas réussi à niveler les reliefs compris entre la « falaise » de Tambaoura et les vallées du Sénégal en amont de Kayes, du Bafing inférieur et du Balinn. Au Sud-Ouest de Kayes, les couches monoclinales de grès montrent, par endroits, des niveaux d'érosion locaux[2], qui en sont probablement des traces d'une surface incomplète. Celle-ci

1. P. MICHEL, 1960 a.
2. Par exemple sur le flanc est de la butte de Dar Salam-Oulouma à 35 km au Sud-Sud-Ouest de Kayes ; le replat tronque les niveaux gréseux et il est parsemé de débris de cuirasse.

s'est développée le long des rivières affluentes qui ont déblayé, dans les formations tendres, des bassins intérieurs fermés à l'aval par un ensemble confus de reliefs gréseux. Plus au Sud, dans la *région de Kéniéba*, les effets de l'érosion sont beaucoup plus limités. Selon J. VOGT (1955 a), *des alvéoles se sont formés aux dépens de la surface éocène*[1] ; les plus caractéristiques, ceux de Kouka et de Donbia, se situent de part et d'autre de la ligne de partage des eaux de la Falémé et du Bafing. Ces alvéoles semblent avoir une forme en berceau, indifférente à la lithologie, avec des pentes d'une valeur de 3 à 6° ; à Donbia, quelques croupes cuirassées s'égrènent à la bordure méridionale devant les hauts bowé tabulaires. La « falaise » de Tambaoura s'élevait alors à 150-200 m au-dessus de la surface d'érosion développée le long de la Falémé ; sa position a sans doute peu varié depuis la fin du Pliocène, mais la cuesta devait présenter à cette époque un profil largement convexe, d'une pente inférieure à l'actuelle (fig. 76).

Les marques de cette morphogenèse sont à peine perceptibles dans l'ensemble montagneux du ***Fouta Djalon.*** Au Fantofa, les plateaux très digités de la surface éocène[2] se raccordent quelquefois par des dépressions perchées couvertes d'une cuirasse ; celles-ci « représentent le secteur amont d'un relief intermédiaire, dont les parties basses ont disparu dans cette région très disséquée »[3]. Ailleurs subsistent, par endroits, des lambeaux de versants cuirassés entre les incisions du chevelu hydrographique. Mais ces témoins du relief intermédiaire sont très rares dans les autres parties de ce vaste massif. Quelques alvéoles couverts de cuirasse se blottissent entre des bowé de la troisième surface d'aplanissement. Ainsi aux environs de Médina Salambandé une dépression cuirassée et légèrement perchée se rattache au plateau tabulaire du Tanikou par un versant convexe. Notons encore que le signal de Termessé, dans les contreforts du massif de Mali, présente un sommet arrondi couvert de plaques ferrugineuses masquant une dolérite altérée.

Ce n'est que plus à l'Ouest, au-delà de l'entaille de la Tominé, dans la *région de Bové* (fig. 81), que le relief intermédiaire prend à nouveau de l'importance. E. DE CHÉTELAT (1938, p. 58) a montré que les plateaux y présentent des flancs en pente douce et qu'ils sont souvent séparés par des collines ; tout ce modelé est revêtu d'une cuirasse latéritique. Les plateaux correspondent à des fragments de la pénéplaine éocène qui s'abaisse vers l'Ouest en fonction d'un mouvement de bascule[4]. Mais cette région se situe déjà en dehors du Fouta Djalon puisqu'elle appartient à la Basse-Guinée.

La cuirasse a assuré une protection efficace au relief intermédiaire[5]. Mais elle s'est aussi formée sur les étendues planes ou légèrement ondulées de la surface d'érosion ou de remblaiement. Ses caractères restent-ils identiques depuis le Plateau Mandingue méridional jusqu'à la basse vallée du Sénégal ? Comment ces formations indurées par les sesquioxydes se distinguent-elles des cuirasses latéritiques couvrant les pénéplaines anciennes ?

2. LES CUIRASSES

Elles ne contiennent que dans quelques cas particuliers des éléments détritiques allochtones et *semblent s'être formées, comme les précédentes, dans les altérites de la roche in situ.* Mais leur texture, leur composition chimique et leur évolution varient souvent d'une région à l'autre ; elles dépendent principalement de la nature de la roche mère et de la position géographique des cuirasses dans les bassins-versants. Il est néanmoins possible d'y distinguer

1. Cette pénéplaine est appelée « haute surface ».
2. Cf. chap. I, A 3.
3. J. VOGT, 1957, p. 16.
4. Cf. l'introduction de ce chapitre.
5. Signalons qu'il existe une grande analogie avec le modelé du Quadrilatère Ferrifère au Brésil où, selon J. TRICART et A. CAILLEUX, 1965 (p. 183) « subsistent des restes d'une cuirasse ferrugineuse d'âge vraisemblablement éocène. Certains flancs de crêtes d'itabirites sont drapés de cuirasses minces (0,5-1 m) que l'on peut dater du Pliocène. Elles remontent parfois jusqu'au sommet des croupes, se raccordant aux restes de cuirasse éogène ».

deux grands domaines : le premier comprend les régions accidentées du Sud et Sud-Est, le second englobe les parties centrale et septentrionale.

a. Régions méridionales

Les versants ou les collines et croupes du relief intermédiaire, qui subsistent dans le premier domaine, sont toujours couverts d'une ***cuirasse latéritique*** *constituée dans un matériel complètement décomposé.* L'épaisseur de la partie indurée par les sesquioxydes dépasse généralement 4 à 5 m et peut atteindre par endroits 12 à 13 m[1]. C'est sur le Plateau Mandingue méridional, où cette cuirasse est encore très étendue, que nous avons surtout eu l'occasion de l'étudier, notamment sur le bowal Kimbéli et certains petits bowé adjacents à l'Ouest du Bafing et dans la région de Ségouma entre le Balé et le Bakoy[2].

Le vaste *plateau Kimbéli* se termine par des versants cuirassés en pente douce, partiellement disséqués par les entailles récentes du réseau hydrographique (fig. 68) ; il en est de même du petit plateau Bara situé à 5 km au Nord-Ouest. Par contre à l'Ouest, immédiatement après l'entaille de la Néna, s'allonge une croupe entièrement cuirassée (fig. 68). Les flancs des deux plateaux et de la croupe recoupent, semble-t-il, diverses formations géologiques : des dolérites dans la partie supérieure du versant, qui affleurent dans les têtes de ravins (fig. 68) ; à la base, des pélites schisteuses, couleur gris-jaune à olive, légèrement métamorphisées par les venues doléritiques[3]. Entre ces deux formations se placerait une couche de grès blancs, épaisse de 50 m[4], mais qui est masquée par la cuirasse ou par des éboulis récents.

Plusieurs puits ont été creusés sur les versants des deux plateaux et de la croupe. La latérite est essentiellement ferrugineuse et présente une texture scoriacée (fig. 84). Cependant à certains niveaux du profil on observe souvent des cristaux disséminés ou même des plaquettes de gibbsite. Le puits 596 a ainsi traversé entre 5 et 8 m une pâte tendre à géodes tapissées de gibbsite (fig. 84). Ce niveau correspond probablement à l'altération du toit de pélites schisteuses : le puits se situe, en effet, à une cote légèrement supérieure à celle du puits 597, où sont visibles entre 0 et 2 m des plaquettes bauxitiques noyées dans une masse plus ferrugineuse[5].

Les puits 603 et 622, creusés sur les bas versants du bowal Bara (pl. V), traversent aussi des niveaux assez alumineux puisqu'ils recoupent la même formation. Mais, dans l'ensemble, les teneurs en alumine sont relativement faibles, variant entre 30 et 40 %. Fait exception le puits 594 implanté près d'une entaille circulaire (fig. 68) ; grâce aux excellentes conditions de drainage les teneurs d'Al_2O_3 y dépassent 40 % (fig. 84). En outre, ce revêtement latéritique contient de petites passées argileuses ; aussi le résidu siliceux est-il souvent supérieur à 10 %, atteignant parfois 20 %. Notons que dans l'ensemble la teneur en SiO_2 est plus forte que dans la cuirasse latéritique du plateau.

De même sur les *collines et croupes s'étendant au Nord-Ouest de Ségouma* (fig. 148 a) le recouvrement latéritique est toujours ferrugineux, de texture scoriacée ou quelquefois gravillonnaire en surface. Au-dessus des ravins, limitant les entailles récentes du chevelu hydrographique, la cuirasse se termine par des corniches de plusieurs mètres (fig. 51, C III). A ces endroits le lessivage du fer a abouti à une accumulation relative de l'alumine dépassant 40 % dans certains niveaux (fig. 53, C III) ; ailleurs les oxydes de fer sont les constituants essentiels de la cuirasse. Elle renferme aussi des passées argileuses. L'analyse aux rayons X de trois échantillons (tableau 19) indique une cristallisation de l'alumine sous forme de gibbsite

1. Comme le montre la coupe du puits 596 (fig. 84).
2. P. MICHEL, 1960 a.
3. Ces roches apparaissent de part et d'autre de l'entaille de la Néna.
4. D'après la stratigraphie régionale établie par M. LIOUVILLE, géologue de la S.P.S. (renseignement oral).
5. Voici la composition chimique d'une de ces plaquettes : SiO_2 0,56 ; Al_2O_3 56,97 ; Fe_2O_3 11,82 ; TiO_2 1,25 ; perte au feu 29,40 %. La perte au feu élevée indique une prédominance de gibbsite.

et de boehmite dans l'horizon de surface (éch. 267, 269) alors qu'en profondeur seule la gibbsite est présente (éch. 268). Ces minéraux s'associent à de la goethite et à de la kaolinite[1].

Plus à l'Est, entre Ségouma et la vallée du Bakoy, s'étire un plateau très digité présentant des ondulations transversales. Ce *bowal de Sagata* a été profondément découpé par une série de petites vallées, de sorte que dans sa partie centrale il se réduit par endroits à une simple crête[2]. La cuirasse ne semble pas être très épaisse mais elle est souvent claire à l'affleurement. La dissection particulièrement forte de ce plateau a, en effet, permis une bauxitisation partielle du manteau latéritique.

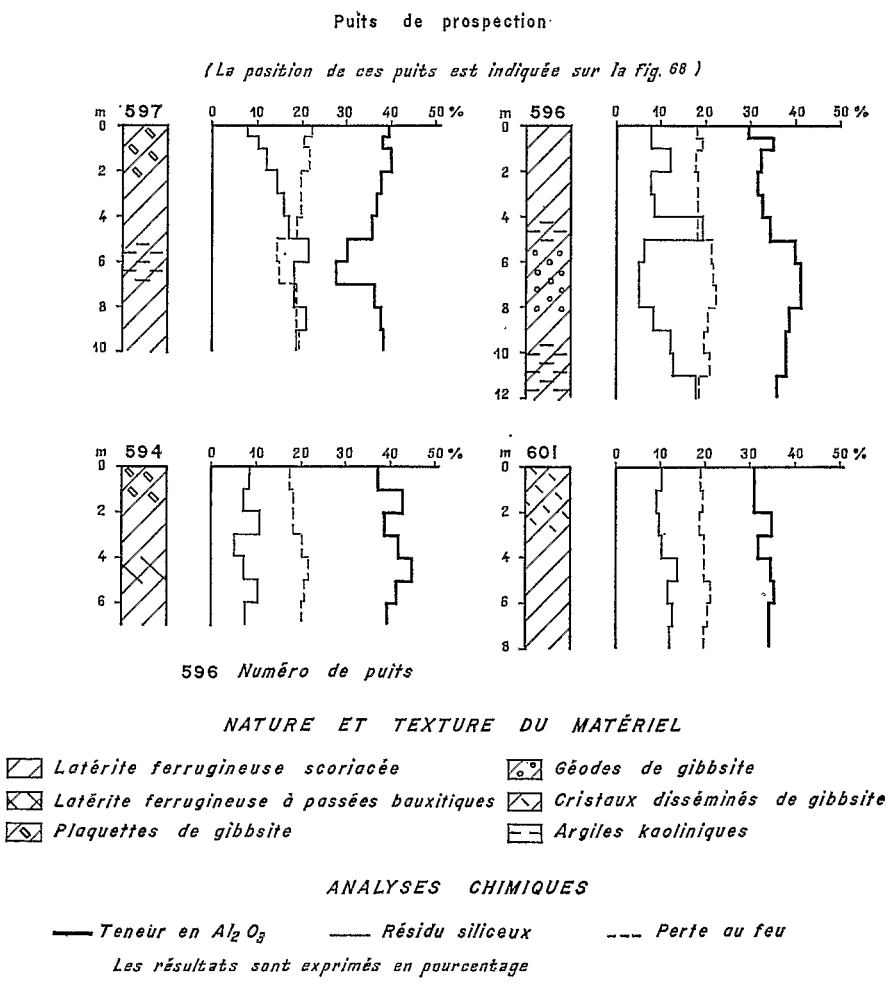


FIG. 84. — Bowal Kimbéli-versants. Coupes et analyses des formations latéritiques.

Dans le secteur nord-est on trouve deux niveaux de bauxite, dont la texture diffère. Près du bord est, sur la partie la plus haute, apparaissent des blocs de bauxite blanche et compacte provenant peut-être de l'altération de cornéennes[3] ; mais la latérite devient rapidement ferrugineuse. Vers l'Ouest, la surface en pente douce du bowal a probablement recoupé un banc de pélites : les dalles de bauxite y présentent une texture litée ou renferment des plaquettes roses très gibbsitiques. Il existe aussi

1. La présence d'illite dans l'échantillon 267 est probablement due à une contamination de surface par des dépôts d'argile noire dans des fissures ou des cavités.
2. Cf. P. MICHEL, 1960 a, pl. XIII.
3. J'en ai ramassé un débris en surface.

des zones bauxitiques sur les digitations de la partie centrale et sur la branche sud-est du plateau, où les dalles contiennent également des plaquettes riches en gibbsite. L'analyse de deux échantillons prélevés en surface a donné des teneurs en alumine de 68,6 et 54,1 %.

Tableau 19. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Profils de latérite du relief intermédiaire.

++ abondant + présent en quantité notoire.

N° de l'échantillon	Gibbsite	Boehmite	Goethite	Kaolinite	Illite
3	+		+	+	
267	++	+		+	+
268	++		+	+	
269	+	+	+	+	

Lieux de prélèvement :

3 Butte de Négaré. Monts Bassari. En surface.
267 Bowal à l'Ouest de Ségouma. Plateau Mandingue 0-0,20 m prof.
268 Bowal à l'Ouest de Ségouma. Plateau Mandingue. 4-4,20 m prof.
269 Bowal au Nord de Ségouma. Plateau Mandingue. 0-0,20 m prof.

A l'*extrémité sud-ouest du Plateau Mandingue*, les alvéoles défonçant la surface éocène portent aussi la marque d'une intense altération chimique, bien visible sur les dolérites à grains grossier et moyen. Voici la description qu'en donne J. VOGT (1955 a, p. 6-7) : « Il en résulte un épais manteau d'argile rouge mêlé de débris de latérite et de produits d'altération des grès supérieurs. Le contact de la dolérite et de ces argiles a pu être observé : la dolérite offre une surface irrégulière, taraudée, creusée d'espèces de marmites chimiques coalescentes ; boules et chicots correspondent à des noyaux plus résistants. La roche est couverte de l'enduit jaune... qui pénètre également et profondément dans les diaclases »[1]. Les grès ont aussi été affectés par l'altération, « pénétrant dans le moindre joint, individualisant de petits blocs irréguliers dans les grès massifs et des boules dans les arkoses ». Ces altérites meubles sont couvertes d'une cuirasse qui se termine souvent par une corniche vigoureuse. Notons la présence d'éléments allochtones à l'intérieur de la formation latéritique.

Son caractère détritique s'accentue dans les alvéoles cernés de reliefs au *Fouta Djalon septentrional*. Ces dépressions portent des cuirasses secondaires formées de blocs de bauxite provenant de la latérite éocène, pris dans un ciment ferrugineux[2], aussi bien dans le Fantofa qu'aux environs de Médina Salambandé. Ce caractère se retrouve, beaucoup plus atténué, sur les lambeaux de relief intermédiaire du *massif de Bafoulabé*. Ainsi la cuirasse de la cuvette perchée à l'Ouest de Foulanko renferme quelques débris de bauxite venus des petits plateaux environnants (fig. 70) ; ils sont noyés dans une pâte ferrugineuse, de texture scoriacée.

Sur les *reliefs résiduels se dressant au milieu des plaines de la Falémé et de la moyenne Gambie*, les fragments de cuirasse du relief intermédiaire se terminent souvent par des corniches de plusieurs mètres au-dessus des profondes entailles du chevelu hydrographique. Grâce au lessivage intense, des passées alumineuses peuvent apparaître en profondeur le long de l'escarpement. Nous en avons remarqué sur le pourtour de la butte de Négaré dans les Monts Bassari. Mais ailleurs la latérite est plus ferrugineuse, à texture compacte et scoriacée. Elle contient de la goethite, de la gibbsite et de la kaolinite (tableau 19, éch. 3). Des argiles rouges de l'altération des schistes à amphiboles sont souvent visibles à la base de la corniche.

1. Il s'agit sans doute du « pain d'épice jaune » qui caractérise l'altération latéritique au toit des dolérites saines ; cf. 2e partie, chap. I, B 2 a.
2. C'est une « canga » bauxitique.

Au Nord-Est de la Gambie, sur le massif de Sabodala constitué de métabasites, le revêtement latéritique est toujours très ferrugineux[1]. Le point culminant des collines au Sud de la piste de Kossanto-Mamakono possède encore des fragments de cette cuirasse : d'après les observations de J. WACKERMANN (1967) ils reposent sur des faciès schisteux verticaux, fortement kaolinitiques, dont des éléments sont incorporés dans la cuirasse. La genèse de ces faciès feuilletés verticaux de second degré[2] peut donc être antérieure au cuirassement pliocène. Les faciès pélitiques sous la cuirasse présentent des enrichissements en manganèse, parfois associés à des silicifications. Les « montagnes » de fer de Bétakili et de Kouroudiako[3], qui s'élèvent sur la rive ouest de la Falémé dans la région de Kéniéba, sont aussi couvertes d'une épaisse cuirasse formée vraisemblablement à la même époque, car ces buttes dominent les glacis façonnés au Quaternaire ancien.

Ces diverses observations permettent de préciser les *principaux caractères* du manteau latéritique couvrant le relief intermédiaire. *La présence d'alumine libre en quantité notoire dans les différents horizons du profil confirme l'altération profonde des roches sous climat tropical humide, de type guinéen, à la fin du Pliocène. Mais les niveaux de bauxite y sont beaucoup plus rares que dans les formations latéritiques des surfaces anciennes*[4]. Sur le relief intermédiaire ils apparaissent seulement lorsque la topographie recoupe des bancs de roches riches en alumine combinée (schistes ou cornéennes) et si la dissection ultérieure par les têtes de ravins est très avancée, accélérant le drainage du manteau d'altérites. Ces conditions sont rarement réalisées. Elles existent pour le bowal de Sagata et dans une moindre mesure pour la butte de Négaré. Ailleurs la formation est toujours plus ou moins ferrugineuse. Une partie du fer vient sans doute de la surface éocène ; il a été entraîné par lessivage oblique pour se fixer sur les versants en pente douce ou dans les dépressions. La cuirasse du relief intermédiaire s'est donc formée par deux mécanismes différents et complémentaires : il y a eu accumulation relative, du fait de l'exportation de « non sesquioxydes » pendant l'altération latéritique, et accumulation absolue par suite de l'apport d'oxydes de fer dans le profil[5]. Ce caractère mixte du revêtement explique, avec son âge plus récent et les conditions de drainage souvent défavorables, l'absence de bauxitisation sauf dans des cas exceptionnels. En outre, le résidu siliceux y est généralement plus élevé que dans les cuirasses beaucoup plus évoluées des pénéplaines rajeunies.

b. Régions septentrionales

Le second domaine s'étend au Nord-Ouest du premier et englobe des régions de plus en plus sèches en allant vers le Nord. Il se caractérise par l'existence d'une ***cuirasse exclusivement ferrugineuse****, formée sur les terrains plats ou faiblement ondulés de la surface pliocène.* Son épaisseur ne dépasse guère deux mètres. Aussi a-t-elle été détruite sur la majeure partie du territoire par les entailles du réseau hydrographique ou par l'érosion aréale au cours du Quaternaire (fig. 81). Là où elle subsiste, son démantèlement est parfois très avancé. Des lambeaux de cuirasse couvrent la plupart des buttes qui s'égrènent de part et d'autre de la vallée du Sénégal en aval de Bakel et de celle du Gorgol inférieur ou s'élèvent le long de la bordure du bassin sédimentaire entre Bakel et Aleg (fig. 81) ; ce niveau induré par le fer a presque disparu au sommet de certaines buttes et ses débris s'éparpillent sur les pentes. La cuirasse apparaît aussi en quelques points à la bordure méridionale de la basse vallée du fleuve, entre Podor et Dagana ; ailleurs elle a été érodée ou, au contraire, recouverte de dépôts quaternaires[6].

Dans ces régions le revêtement ferrugineux s'est formé sur les grès argileux du Continental

1. Voici la composition chimique d'un échantillon prélevé sur la butte près de Falombo : SiO_2 9,1 ; Al_2O_3 8,8 ; Fe_2O_3 71,7; TiO_2 0,7, perte au feu 9,7 %.
2. Cf. le chapitre sur l'attaque chimique des roches, 2e partie, chap. I, B 1 a.
3. Cf. D. SOULÉ DE LAFONT, 1957.
4. Cf. chap. I B.
5. Cf. 2e partie, chap. II A : les mécanismes du cuirassement (introduction du paragraphe).
6. Cf. 4e partie, chap. II et 5e partie, chap. I B.

terminal ou sur les grès littoraux du Lutétien. C'est pourquoi la cuirasse renferme souvent de nombreux grains de quartz, de taille très variable, et se présente alors comme un grès ferrugineux. Elle est généralement très dure et compacte, mais traversée de fissures de dimensions très variables, qui ont favorisé sa désagrégation en blocs aux contours irréguliers. Sa couleur sombre, violacée à rouge lie-de-vin, tranche sur les teintes plus claires, souvent bariolées, des grès sous-jacents et permet de la distinguer facilement dans le paysage et aussi sur les photographies aériennes ; un examen plus attentif montre que cette coloration n'est pas uniforme mais qu'elle est traversée de filaments rouille ou ocre-jaune, pouvant se disposer en taches. Les blocs sont parfois entourés d'une patine brun clair. L'étude de plusieurs lames minces de cuirasses formées sur le Continental terminal[1] donne certaines précisions : les grains de quartz sont généralement corrodés et fissurés ; les oxydes de fer ont rempli les fissures et il semble que des grains aient été cassés par la ferruginisation. Le matériel gréseux a donc subi une certaine altération chimique pendant que s'est produite l'accumulation du fer.

Les *buttes jalonnant la bordure du bassin sédimentaire* offrent par endroits de bonnes coupes de la formation indurée. Au poste d'Aleg (fig. 81) une cuirasse compacte masque les grès sous-jacents[2]. Plus au Sud, dans le bassin du Gorgol, la colline de Gourfal porte une cuirasse ferrugineuse renfermant de nombreux grains de quartz et quelques petits galets de quartz cariés ; ce niveau fortement démantelé recouvre des grès très fins, mauves, du Lutétien (fig. 73 C). Le revêtement ferrugineux subsiste aussi sur la plupart des buttes et petits plateaux qui forment la « montagne de Dao », à une quinzaine de kilomètres au Nord-Ouest de Maghama. La cuirasse *in situ* et ses éboulis empêchent souvent de voir les niveaux sous-jacents ; mais à l'extrémité nord-est de cet ensemble[3], l'évolution ultérieure les a dégagés.

Nous y avons noté la coupe suivante sur une des buttes :

— Le sommet est couvert de petits débris de cuirasse compacte, gréseuse.
— En dessous, affleure la carapace, plus tendre, à texture feuilletée.
— Plus bas apparaissent les grès du C.t. imprégnés de fer, entre le pavage de débris de cuirasse.
Sur plusieurs buttes voisines ne subsistent que les grès imprégnés de fer de la base du profil.

Cette coupe montre le *passage progressif des grès à une cuirasse riche en grains de quartz, par accumulation d'oxydes de fer.* La composition chimique se modifie en conséquence, le pourcentage de silice diminue sensiblement mais il reste néanmoins très supérieur au résidu siliceux des cuirasses latéritiques du relief intermédiaire recouvrant des formations gréseuses du Paléozoïque, généralement plus pauvres en fer que le Continental terminal. Voici, à titre d'exemple, les résultats d'analyse de deux échantillons prélevés sur la butte d'Ouro Sogui, près de Matam[4] :

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO
	—	—	—	—
Cuirasse du sommet	40,8	11,1	41,3	0,5 %
Grès du C.t. (roche mère saine)	78,5	11,9	4,4	0,8 %

Sous la cuirasse démantelée, *les grès sont souvent traversés d'un réseau dense de tubulures annulaires à paroi ferrugineuse, entourées d'une série d'auréoles teintées par les oxydes de fer*[5]. Si certaines tubulures peuvent être liées à la circulation de l'eau dans des roches friables, leur forme et leur densité particulièrement forte au sommet des grès permet de penser qu'il s'agit dans ce cas de trous d'anciennes racines d'arbres. Une végétation arborée relativement dense aurait couvert à cette époque les formations sableuses du Continental terminal, maintenant consolidées en grès. Il est bien connu que « les abords des racines, principalement

1. Cf. Annexe 2, échantillons 982, 995 et 999.
2. Dans le même secteur, à la bordure septentrionale de la vallée de l'oued Ketchi, s'élèvent les hauteurs gréseuses cuirassées de Rène Guénéta (M. Gavaud, 1960), qui sont probablement aussi des témoins de la surface pliocène (feuille Kaédi).
3. Qui porte le nom de Zabar Tiziba sur la carte au 1/200 000 (feuille Sélibabi).
4. Je remercie M. Dieng d'avoir bien voulu me communiquer les résultats d'un certain nombre d'analyses faites par le laboratoire du B.R.G.M. de Dakar sur des échantillons qu'il avait récoltés à la bordure de la vallée du Sénégal.
5. P. Michel, 1956 c, 1957 b.

celles des arbres, ... sont des lieux particulièrement favorables aux précipitations d'hydroxydes de fer »[1]. Les dépôts ferrugineux des parois ont dû s'épaissir après la mort de la plante puisque ces tubulures constituent un milieu d'oxydation par excellence.

Les principaux caractères de ce revêtement, concentration en oxydes de fer mais absence d'alumine libre, grains de quartz corrodés mais encore abondants, passage progressif à la roche mère peu altérée, présence de nombreuses tubulures, suggèrent l'existence d'**anciens sols ferrugineux tropicaux très lessivés**[2]. *Ils indiquent une pédogenèse dans un milieu plus humide à couvert végétal plus dense que l'actuel, pendant une longue période de stabilité climatique et tectonique; ainsi l'accumulation du fer dans l'horizon B a abouti au cuirassement généralisé de la surface pliocène* (tableau 18). *Toute la zone sahélienne aurait alors connu un climat sud-soudanien,* caractérisé par des précipitations moyennes annuelles s'échelonnant de 900 à 1 200 mm et une saison des pluies de cinq à six mois[3].

Localement la cuirasse formée sur les grès du Continental terminal peut contenir des éléments détritiques allochtones, mais ils y sont intégrés dans la pâte ferrugineuse, piquetée de grains de quartz. Ainsi dans une carrière près de Bokoul, en bordure de la basse vallée du Sénégal[4], elle englobe des nodules de grès ferrugineux, de teinte violacée, entourés de plusieurs pellicules jaune-ocre de limonite[5] ; ce ne sont pas des pisolites formés en place comme on pourrait le croire de prime abord, mais des gravillons recouverts ensuite d'enveloppes concentriques d'hydroxydes de fer, puis cimentés en une cuirasse compacte, sans vide, par une ferruginisation très poussée[6]. Par contre dans les carrières de Tilé Boubacar, au Sud-Ouest de Podor, et de Mbilor Diéri[7] près de Dagana, le niveau induré par le fer est homogène et ne renferme pas de tels gravillons.

A l'Est du bassin sédimentaire du Tertiaire, *sur les séries plissées ou monoclinales du Paléozoïque inférieur ne subsistent que quelques rares témoins du revêtement ferrugineux de la surface d'érosion pliocène.* Il y était sûrement plus mince et peut-être aussi moins continu puisque les roches sont dans l'ensemble plus compactes et moins riches en fer que les grès éocènes ou ceux du Continental terminal. Quelques gravillons ferrugineux mélangés à de petits quartz cariés s'éparpillent sur le sommet ou les flancs de plusieurs crêtes appalachiennes quartzitiques des Monts Oua Oua, qui se dressent à l'Ouest de Mbout (fig. 82). Plus à l'Est, dans les environs d'Aniétir, à une douzaine de kilomètres de l'Assaba[8] s'élèvent une série de buttes au sommet tabulaire ou légèrement bombé, couvertes de fragments de cuirasse alvéolaire ; celle-ci apparaît en place sur les bordures, au-dessus de profonds ravins où elle peut atteindre une puissance de 3 m[9]. Comment expliquer l'importance du cuirassement dans ce secteur ? Il semble avoir été favorisé par la présence de roches relativement tendres mais riches en fer : grès fins gris ou mauves du Boundou, avec intercalation de minces niveaux limonitiques, passant à des schistes gréseux. Il est possible que la surface topographique y étant alors légèrement déprimée, le lessivage oblique ait engendré une accumulation absolue de fer ; l'évolution ultérieure du modelé aurait abouti dans ce cas à une inversion de relief (fig. 82). Signalons que le géologue R. LILLE a remarqué des restes de cuirasse sur les deux buttes s'élevant au Nord-Ouest d'Hassi Sidi[10] ; elle y couvre des formations d'amphibolites attribuées à l'Antécambrien supérieur[11].

1. J. TRICART, A. CAILLEUX, 1965, p. 158.
2. Cf. 2e partie, chap. III, A 1 b.
3. Cf. 1re partie, chap. II, A 3 a et D.
4. A 14 km à l'Est de Dagana.
5. Le diamètre des nodules varie de 2 mm à 1 cm.
6. Ces gravillons sont peut-être des témoins du cuirassement au cours de la période humide fin Oligocène ; cf. paragr. A 2 b. On pourrait les appeler pseudo-pisolites.
7. Dans cette carrière, approfondie en 1964 par les Travaux publics, la cuirasse fortement démantelée apparaît à la base de la coupe sous divers dépôts quaternaires.
8. Près de la piste Mbout–passe de Soufa (feuille Sélibabi).
9. Elle s'y est sans doute épaissie par lessivage oblique ; cf. 2e partie, chap. II, C 3.
10. Renseignement oral ; ce sont les points cotés 178 et 179 de la carte au 1/200 000, qui se situent à peu près à mi-chemin entre Aniétir et Sélibabi.
11. Cf. R. LILLE, 1964, carte n° 3-3 et la feuille Sélibabi ; ces formations appartiennent à la série de Diala-Bouenzé.

Dans le *massif de l'Assaba,* des débris épars du niveau induré par le fer jalonnent encore les terrains nivelés au Pliocène. Ainsi des gravillons ferrugineux parsèment le sol sableux ou rocailleux de la passe de Soufa (fig. 82) ; des morceaux de carapace à texture alvéolaire gisent çà et là. Un peu plus au Sud, au-dessus de la corniche dominant le village de Ndiéo s'étend sur 2 km un replat d'érosion taillé dans des grès et limité par une nouvelle corniche de grès quartzites qui porte un témoin du recouvrement latéritique de la surface éocène (fig. 159). Le replat est jonché de gravillons ferrugineux et de quelques blocs de carapace alvéolaire, truffée de grains de quartz ; certains contiennent des galets ferrugineux beaucoup plus durs, qui proviennent vraisemblablement de l'érosion de la cuirasse supérieure, plus ancienne et plus compacte.

Au-delà du couloir du Karakoro, sur les reliefs gréseux de l'*Afollé* (fig. 81) il subsiste sans doute aussi quelques fragments de la cuirasse fini-pliocène, mais ce massif n'a pas encore fait l'objet d'une reconnaissance géomorphologique[1]. Signalons qu'à son extrémité nord-est, près du terrain d'aviation d'Aïoun el-Atrouss, affleure une cuirasse ferrugineuse[2]. En outre, dans le petit massif gréseux du Rkiz situé au Nord de l'Afollé, une cuirasse de texture souvent conglomératique couvre le plateau qui domine le cirque de Noudach[3] : en attendant une étude plus détaillée, nous les interprétons comme des lambeaux du revêtement pliocène.

Ce niveau induré par les oxydes de fer s'étendait à l'Ouest jusqu'au bord de l'océan, dont le rivage se situait alors au large de la côte actuelle[4]. Il a été fortement érodé au Quaternaire, soit par les entailles du chevelu hydrographique, soit par l'érosion marine le long du littoral. *La cuirasse ferrugineuse coiffe encore certaines parties du plateau de Thiès et les hauteurs du dôme de Ndiass* (fig. 81), qui se situent entre 80 et 130 m d'altitude absolue[5]. Elle contient souvent de nombreux grains de quartz clastique ; c'est pourquoi F. Tessier (1954 a et b) l'a appelée *latéritoïde gréseux*[6], par opposition aux latéritoïdes phosphatés de l'Éocène dont elle se distingue nettement à la fois par sa composition minéralogique et sa couleur[7].

Sur le plateau de Thiès ce placage ferrugineux recouvre les formations éocènes remaniées, mais il est fréquemment masqué par un dépôt sableux de quelques mètres. Ainsi dans une carrière à 5 km au Sud-Ouest de Tivaouane[8] on peut observer, sous 2 à 3 m de sable, une cuirasse ferrugineuse truffée de grains de quartz et de quelques petits débris de latéritoïdes phosphatés ; elle repose sur un épais niveau de cette latérite claire et très compacte, fragmentée en blocs de taille variable. Mais dans les environs de Goundiane, à une vingtaine de kilomètres au Sud-Est de Thiès, la cuirasse s'est formée sur des roches volcaniques basiques épanchées au Miocène. Sur les collines du massif de Ndiass ce revêtement induré par le fer couvre les grès argileux du Maestrichtien, altérés sur une épaisseur de plusieurs mètres. La falaise du cap Rouge présente une coupe complète de la formation : la cuirasse ferrugineuse, compacte, épaisse d'environ 1 m, se débitant en grosses dalles selon le réseau de fissures, repose sur un niveau rouge brique, tendre, qui contient de nombreux nodules d'oxydes de fer, de taille variable ; plus bas, les grès argileux sont légèrement colorés par les oxydes de fer[9].

Pendant cette période plus humide du Pliocène supérieur l'altération chimique a aussi affecté le système volcanique de Dakar-Gorée, mis en place au Miocène à l'extrémité occidentale du continent africain. Elle a été étudiée en détail par F. Tessier (1959). La zone de décomposition est encore bien visible sur le côté ouest du cap Manuel. Les ankaratrites, disposées en grandes orgues, y sont pourries sur une épaisseur de 6 à 8 m. La roche saine passe progressi-

1. C. Bense, 1961, qui en a fait l'étude géologique, a observé par endroits des débris de cuirasse ferrugineuse, mais ne les a pas localisés avec précision (communication orale).
2. Renseignement de S. Daveau ; le terrain se situe à la cote 237 m.
3. M. Diop en a prélevé des échantillons lors de la préparation de son D.E.S. secondaire. Ce site a déjà fait l'objet de plusieurs campagnes de fouilles archéologiques du Département d'histoire de la Faculté des Lettres de Dakar. Le plateau s'élève à la cote 210-220 m.
4. Sauf peut-être près de Saint-Louis et à l'embouchure de la Casamance (fig. 5).
5. Elle recouvrait sans doute une topographie mollement ondulée, mais il semble que ces régions aient été aussi soulevées ultérieurement par un léger mouvement épeirogénique ou des rejeux de failles.
6. D'après la terminologie de A. Lacroix, 1914 b, un latéritoïde est « une latérite renfermant un élément accidentel en grande quantité ».
7. Cf. Chap. I, C 2 b.
8. Sur le côté ouest de la route Thiès-Tivaouane.
9. D. Démoulin et D. Nahon ont entrepris une étude détaillée des cuirasses du massif des Ndiass.

vement à des blocs et à des boules de taille de plus en plus petite, emballés dans un mélange d'argile grise et de petits fragments de roche très altérée. L'ensemble est couvert d'une carapace gravillonnaire, constituée de débris de la cuirasse *in situ*, remaniés sans doute sur une courte distance, puis recimentés[1]. Donc les gravillons sont représentatifs de la partie supérieure du profil, tronqué par l'érosion. L'étude géochimique des différents niveaux indique une disparition presque complète des bases, une élimination faible de la silice dans la zone d'altération, beaucoup plus grande (75 % environ) dans les gravillons, enfin une concentration d'oxydes de fer au niveau de la cuirasse démantelée, alors que la teneur en alumine varie très peu de la roche saine au sommet du profil. Récemment F. TESSIER, L. HÉBRARD et D. NAHON (1969) ont trouvé ce niveau en d'autres endroits près de Dakar, notamment entre les plages de Fann et de Ouakam où il recouvre une dolérite à gros grains.

Ainsi la décomposition est plus profonde dans les ankaratrites et les dolérites que dans les grès du Continental terminal et atteint peut-être le stade de l'altération latéritique du relief intermédiaire[2]. Elle a été favorisée par la nature basique de la roche mère et par sa prismation. Notons que sur le pointement basaltique de Goudiane P. BONFILS et J. FAURE (1956, p. 20) ont remarqué « des éléments ferrallitiques... mélangés à des indurations ferriques ». Ces observations suggèrent que *dans la zone de passage du revêtement latéritique — couvrant le relief intermédiaire — aux anciens sols ferrugineux tropicaux indurés des régions septentrionales, la lithologie a constitué le principal facteur de l'intensité de l'altération.*

Une certaine migration des sesquioxydes de fer s'est alors produite dans tout le Sahara méridional. Il subsiste de nombreux fragments de la cuirasse ferrugineuse sur les grès du Tirersioum — représentant le Continental terminal — dans la région de Port-Étienne[3] où tombent en moyenne moins de 50 mm d'eau par an. On remarque autour de certains inselbergs de quartzites ferrugineux, dans les environs d'Akjoujt, un niveau de cuirasse à éléments détritiques recouvrant des schistes ou des granites ; comme il se raccorde vers l'Ouest au cuirassement sur les grès du Continental terminal[4], on peut supposer qu'il date aussi du Pliocène supérieur. Plus à l'Est, dans le massif de grès paléozoïques du Tagant on trouve dans les alvéoles de la partie occidentale du plateau des témoins épars d'une induration ferrugineuse[5]. Cette cuirasse est beaucoup plus riche en grains de quartz et moins compacte que celle, plus ancienne, qui subsiste sur certains reliefs ; ses fragments se situent vers les cotes 200 à 220 m, donc approximativement à la même altitude que les débris de cuirasse, *sensu lato*, qui jalonnent le niveau pliocène de la passe de Soufa dans le massif de l'Assaba.

Un climat humide semble avoir régné sur tout le Sahara occidental et central vers la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire. J. CHAVAILLON (1964) a décrit dans la région de la Saoura un cycle de sédimentation « aïdien » attribué au Villafranchien. Plus récemment, P. ROGNON (1967) a montré l'existence d'importants dépôts lacustres d'argiles et de calcaires fossilifères dans des dépressions intérieures du massif de l'Atakor, au Hoggar ; ils contiennent une faune « chaude » plio-villafranchienne de Mammifères, associée à une flore essentiellement pontique[6]. Cette période lacustre succède à l'épandage sous climat tropical sec de « sables rouges », mis en parallèle avec les dépôts détritiques du Continental terminal au Sahara méridional.

La présence sur toute l'étendue des bassins du Sénégal et de la Gambie d'un manteau d'altérites cuirassées à la fin du Pliocène (tableau 18) *a joué un rôle important dans l'évolution du relief au cours du Quaternaire.* L'érosion a pu déblayer aisément les matériaux meubles des roches décomposées. Le démantèlement de la cuirasse a fourni des débris grossiers aux nappes d'épandages et a souvent engendré leur cimentation ultérieure par lessivage et précipitation d'une partie de ses oxydes de fer.

1. Cf. 4e partie, chap. I, A 1 c.
2. L'étude de F. TESSIER n'indique pas si des hydroxydes d'alumine sont présents dans les altérites.
3. A. BLANCHOT, 1956.
4. Observations faites en 1963 avec Mme S. DAVEAU-RIBEIRO.
5. S. DAVEAU, P. MICHEL, 1969.
6. M. VAN CAMPO, J. COHEN, Ph. GUINET, P. ROGNON, 1965.

ACHEVÉ D'IMPRIMER SUR LES
PRESSES DE L'IMPRIMERIE
DARANTIERE A DIJON, LE
VINGT FÉVRIER M CM LXXIII

PHOTOGRAPHIES



1 — *Paysage du Fouta Djalon oriental, au Nord-Est de Salambandé (Guinée).*

La succession de plateaux tabulaires correspond à une ancienne surface d'aplanissement, disséquée par la haute Gambie et ses affluents. Cette surface a tranché les couches monoclinales de l'Infracambrien et des sills de dolérites ; elle se situe maintenant à une altitude de 650 à 700 m. La forêt a été partiellement défrichée par les Foula dont les villages s'étirent sur les bas-versants.



2 — *Aspects du modelé au Sénégal oriental, à l'Ouest de Kossanto.*

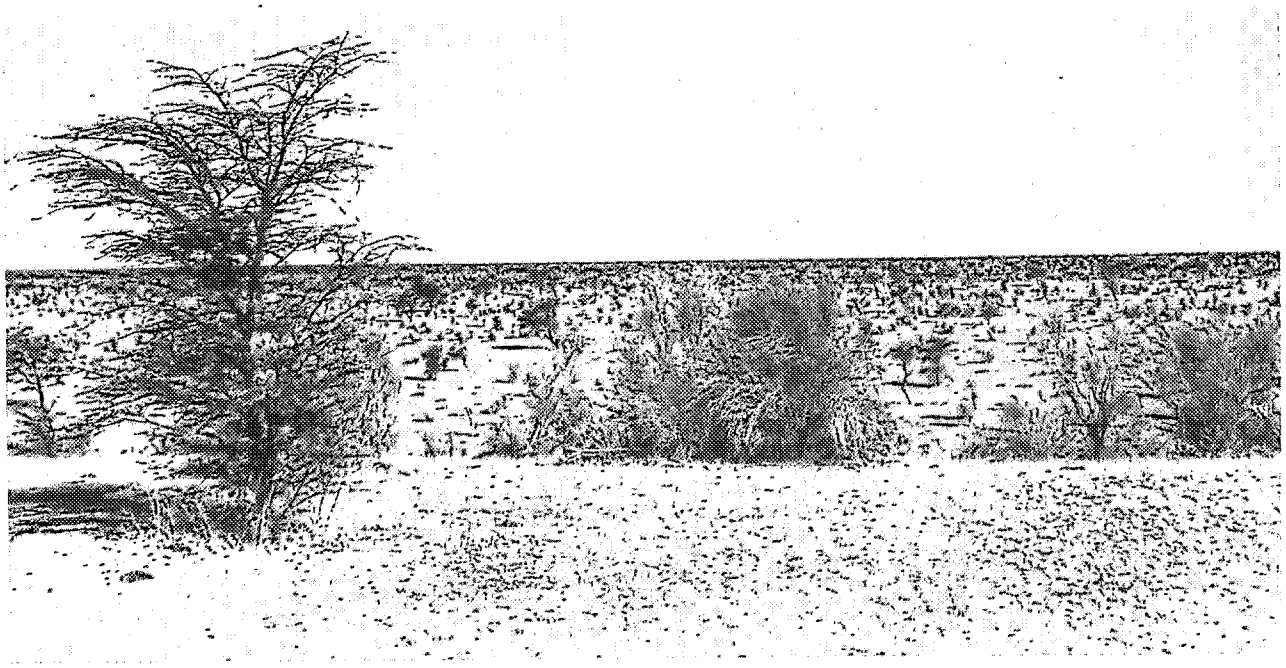
Le glacis est couvert d'une cuirasse ferrugineuse qui se démantèle ; elle se fragmente en grandes dalles. Le massif de Sabodala domine le glacis : c'est un relief résiduel formé de métabasites du socle birrimien. La grande butte tabulaire, s'élevant à 400 m, constitue un témoin d'une surface d'aplanissement. La végétation naturelle, savane arborée ou forêt sèche, est plus ou moins dégradée.

N.B. — Les photographies ont été toutes prises par l'auteur, sauf quelques vues aériennes ; l'origine du cliché est indiquée dans ce cas.
La brume sèche estompe la netteté de certains paysages.



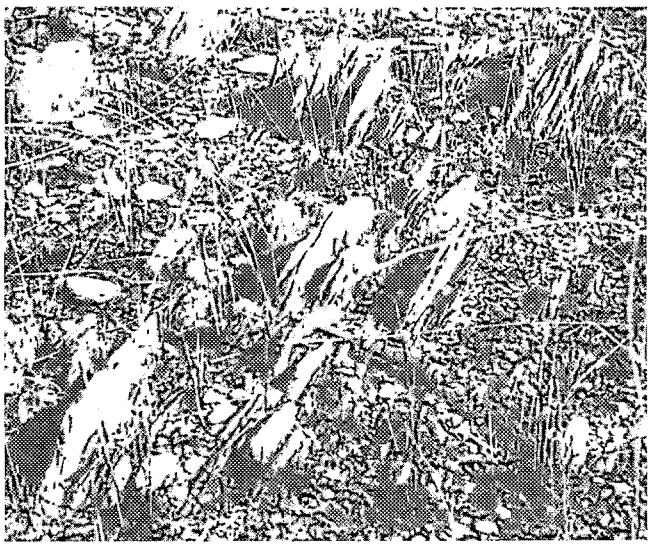
3 — *La vallée alluviale du Sénégal à Bogué (Mauritanie).*

Le fleuve dessine un grand méandre. Des levées récentes (subactuelles et actuelles) se succèdent à l'intérieur de la boucle. L'escale de Bogué a été construite sur des dépôts fluvio-deltaïques plus anciens, formant la rive concave du méandre. Plusieurs deltas de rupture de levée (couleur blanche) se sont avancés dans les cuvettes aux terrains argileux (teintes grises). La photographie a été prise après la décrue (fin décembre). *(Cliché Armée de l'Air.)*



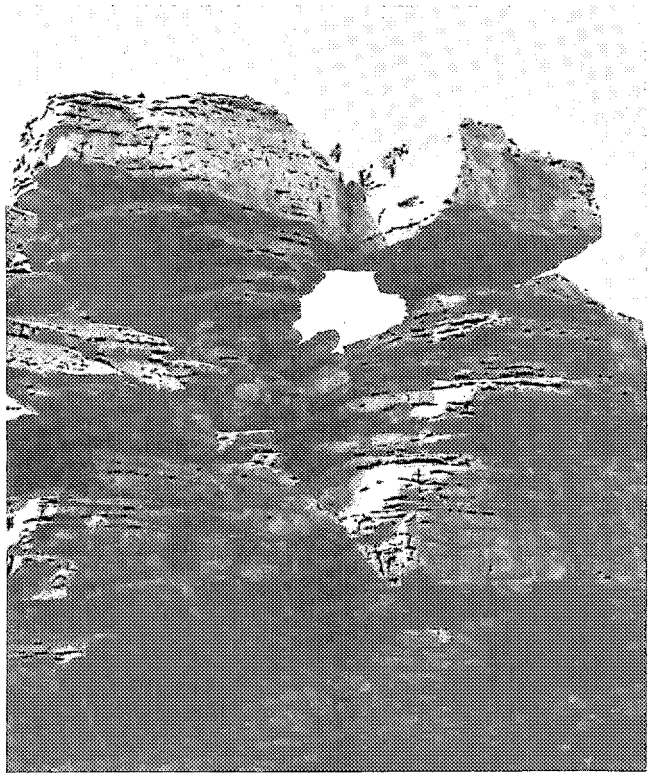
4 — *Les alignements de dunes rouges fixées du Brakna, au Nord-Ouest de Bogué.*

Ces anciens cordons dunaires, orientés ENE-WSW, sont séparés par de très larges dépressions. Ils sont maintenant fixés par une steppe arbustive ou buissonnante à *Acacia* (à gauche) et *Leptadenia pyrotechnica* (au centre). Ces grandes dunes longitudinales se sont émoussées progressivement : ainsi la dénivellation entre le sommet nettement convexe de la dune et la dépression interdunaire ne dépasse guère une dizaine de mètres.



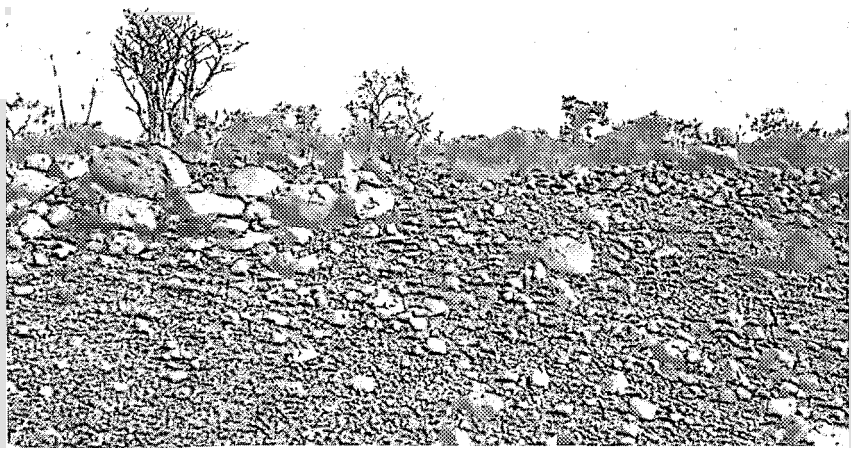
5 — *Affleurement de schistes du Birrimien près de Kossanto.*

Ces formations schisteuses de l'Antécambrien moyen n'apparaissent que rarement puisque les roches ont été décomposées en argile par l'altération. La savane a été brûlée par un feu de brousse.



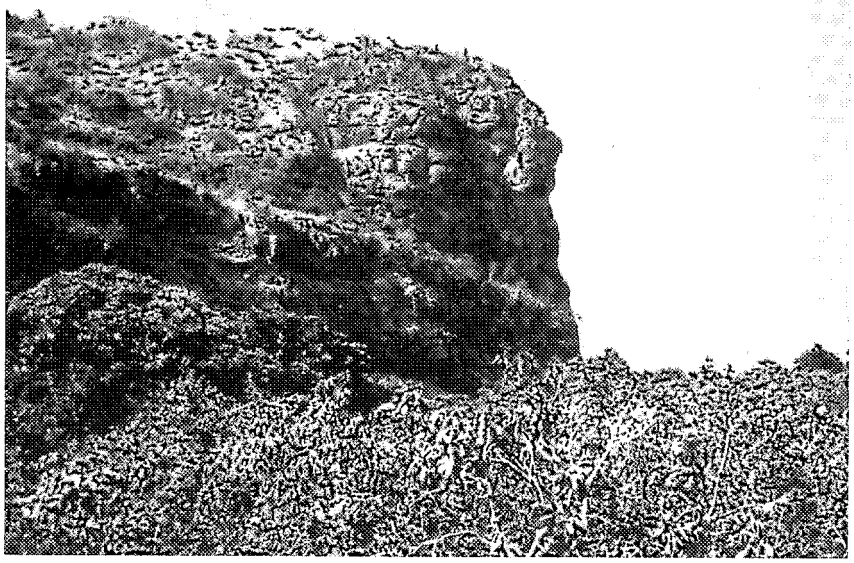
6 — *Couches gréseuses monoclinales de l'Infracambrien au sommet de la « falaise » de Tambaoura.*

Des niveaux de grès quartzites alternent avec des niveaux de grès feldspathiques ou de grès schisteux, plus tendres ; l'érosion y a sculpté par endroits de petits reliefs ruiniformes. Cette photographie a été faite sur le Mont Bagui, à 65 km au Sud-Sud-Ouest de Kayes.



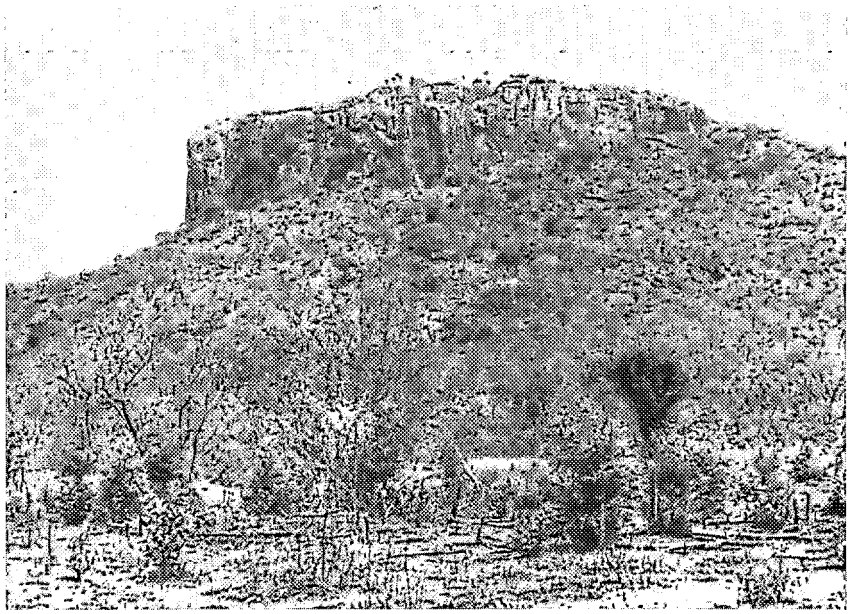
7 — *Tillite à la base de la série du Cambrien inférieur dans la région de Kankossa (Mauritanie).*

Cet ancien conglomérat glaciaire est constitué principalement de roches cristallines. Il se désagrège facilement : les blocs et les galets s'éparpillent sur le sol ou s'amoncellent en petits chaos ; sur l'un d'eux poussent deux *Adenium obesum* (cet arbuste est appelé petit baobab du chacal).



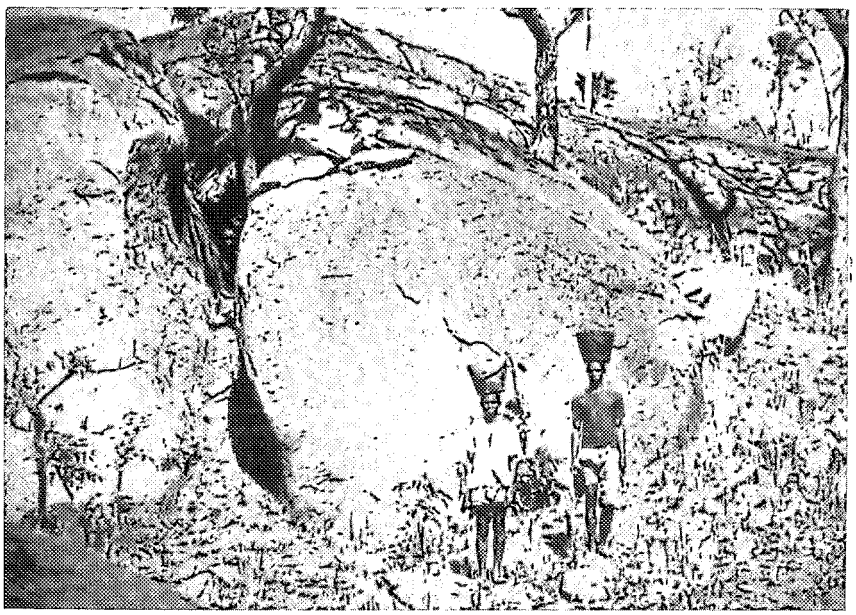
8 — *Le Mont Loura à l'extrémité nord du massif de Mali (Guinée).*

Son sommet tabulaire est formé d'un épais sill de dolérites, plus ou moins diaclasées. C'est le point culminant du Fouta Djalon : il s'élève à 1 538 m. Ce relief dénudé domine des terrains en friche couverts d'arbustes et de buissons.



9 — *La montagne de Nangagni dans les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon.*

Le sill de dolérites se termine par une grande corniche au-dessus du versant rectiligne recoupant les niveaux de pélites du Cambrien. Un bas glacis s'étend au pied de cette première « marche d'escalier » du vaste ensemble montagneux. La savane arborée est déjà très dégradée.

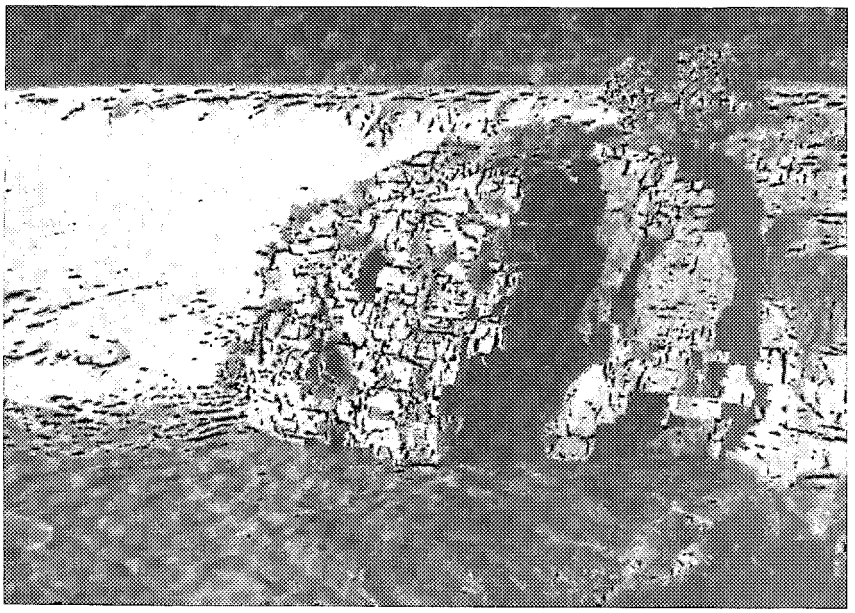


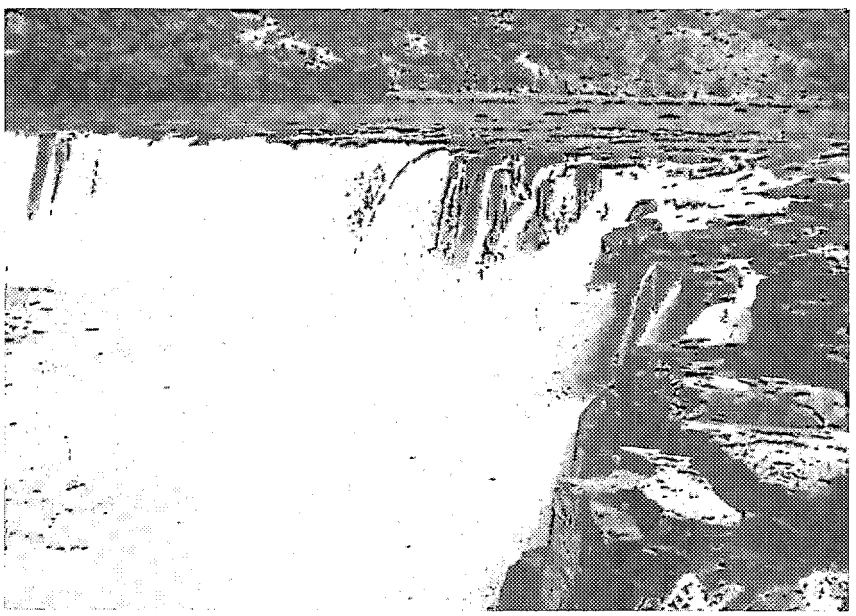
10 — *Le sommet du grand sill de dolérites de la montagne de Nangagni.*

La masse rocheuse s'est décomposée en d'énormes boules. Depuis sa mise en affleurement, elle subit une certaine desquamation. Des arbres isolés poussent le long des diaclases où l'humidité se conserve ; leurs racines contribuent à l'élargissement de ces grandes fissures.

11 — *Les chutes de Gouina sur le Sénégal au passage du maximum de la crue, en août.*

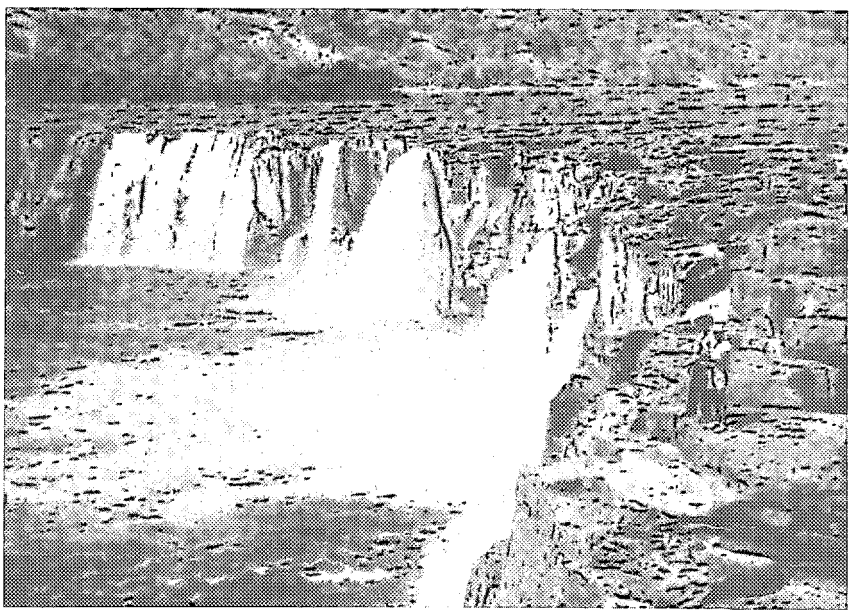
Hautes de 15 m et larges de 500 m, elles se situent entre Bafoulabé et Kayes dans la traversée du Plateau Mandingue septentrional. On remarque au premier plan que les eaux du fleuve sont alors boueuses puisqu'elles charrient beaucoup d'éléments fins en suspension.





12 — *Les mêmes chutes au début des basses eaux, en décembre.*

Les rochers apparaissent par places. Ces grandes chutes sont formées par une épaisse couche de grès quartzites infracambriens découpés en larges dalles par le réseau de diaclases. Les eaux sont redevenues limpides au cours de la décrue.



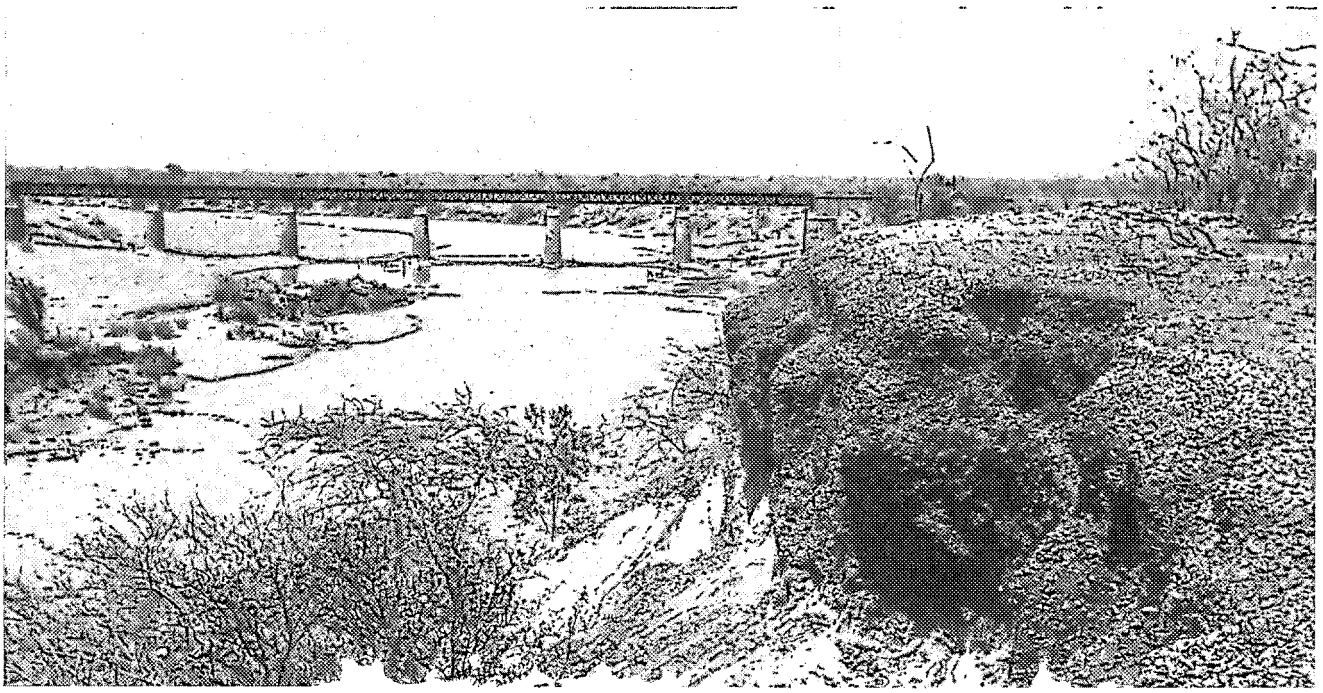
13 — *Les mêmes chutes à l'époque de l'étiage, début juin.*

Le débit du fleuve est alors excessivement faible, de quelques m^3/s. Les chutes se réduisent à de rares déversements ; un écoulement se produit encore le long de quelques diaclases élargies en chenaux (vers la droite). Dans cette partie fonctionnelle toute l'année, l'escarpement rocheux présente une légère incurvation.



14 — *Le seuil de Wouroli sur la moyenne Gambie en période de basses eaux (mars-avril).*

Il est formé de bancs durs de jaspes, interstratifiés dans les formations plus tendres de pélites du Cambrien moyen. Ces niveaux se fragmentent en grandes dalles ; elles barrent le lit du fleuve et permettent de le franchir à gué. Une forêt-galerie, avec de nombreux palmiers-rôniers, pousse le long des berges.

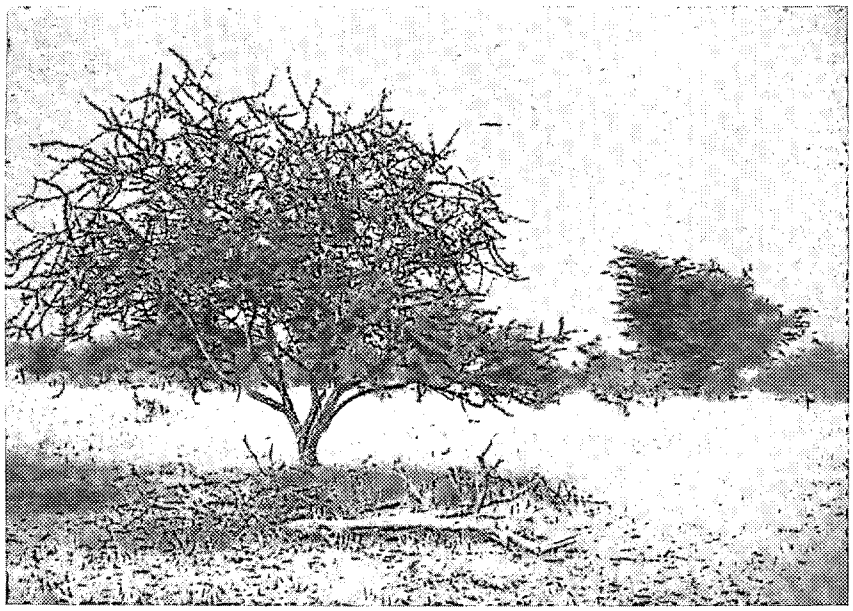


15 — *La basse Falémé à Kidira lors de son étiage (début juin).*

Plusieurs petits seuils pointent dans le lit de la rivière partiellement à sec ; l'écoulement est alors presque arrêté. Un lambeau de la basse terrasse domine le lit à cet endroit. Les galets, essentiellement des quartz, sont légèrement cimentés en poudingue par une matrice argilo-sableuse rouge. Cet ancien dépôt alluvial repose sur des schistes altérés. Le pont du chemin de fer Dakar-Niger se situe au niveau de la terrasse ; sa hauteur montre l'importance du creusement.

16 — *Steppe arbustive sur les dunes rouges du Trarza (Sud-Ouest de la Mauritanie).*

Les arbustes sont espacés. Un *Acacia senegal* pousse au premier plan ; il donne par exsudation la gomme arabique. Des *Acacia raddiana* et *Balanites aegyptiaca* apparaissent à l'arrière-plan. Le maigre tapis herbacé est complètement desséché (la photographie a été prise en février).





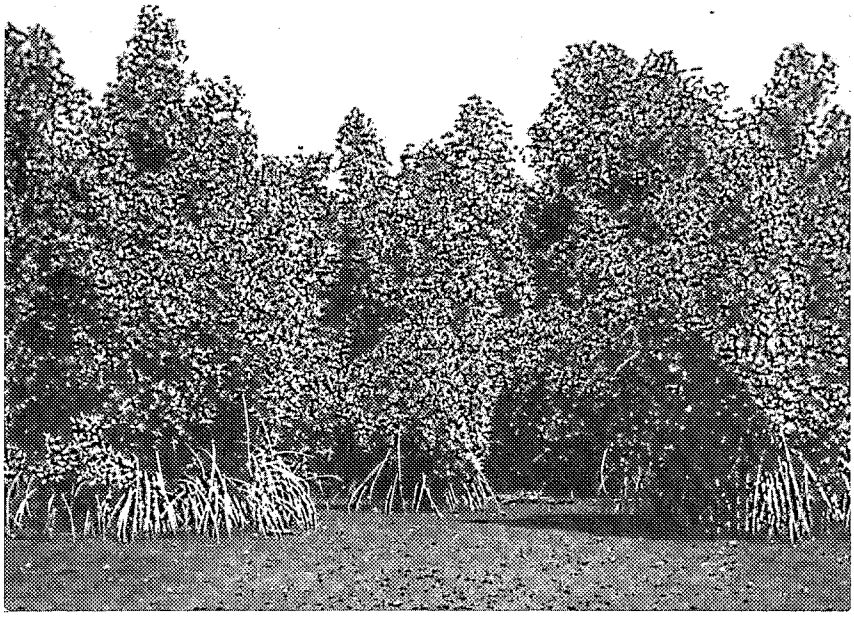
17 — *La savane arborée au Sénégal oriental en début de saison sèche (novembre).*

Les grandes herbes dépassent une hauteur de 2 m ; l'espèce dominante est *Andropogon gayanus*, à grosse tige. La marche est souvent pénible dans ces savanes à cette époque de l'année. Mais les herbes dessèchent rapidement et sont alors brûlées par les feux de brousse.



18 — *Petite forêt-galerie sur le Plateau Mandingue méridional (Mali).*

Cette traînée de végétation verdoyante en pleine saison sèche suit le fond de l'entaille récente du marigot de Ninbiri dans le grand ensemble de bowé à l'Ouest de Ségouma. Le ruisseau se faufile entre les gros blocs éboulés de cuirasse latéritique.



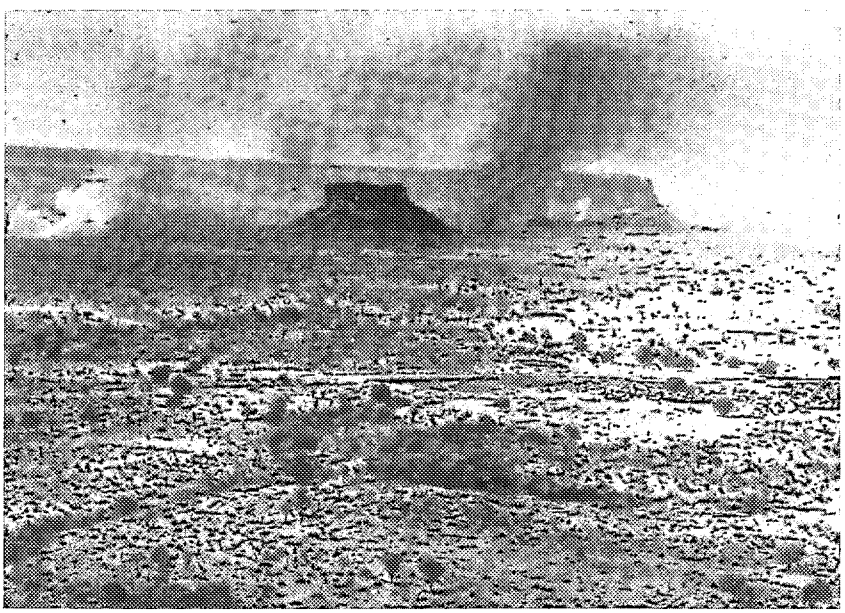
19 — *Mangrove à* Rhizophora
au bord de la ria de la basse Gambie.

Ces palétuviers à racines en échasses, très caractéristiques, forment un peuplement dense et homogène. Ils colonisent rapidement les slikkes, ces vasières au sol noirâtre recouvertes par des eaux salées à chaque marée haute.



20 — *La grande niaye de Mboro*
dans sa partie aval (Sénégal occidental).

C'est une ancienne vallée, élargie par la dernière transgression. Les parties basses de la dépression sont inondées par des émergences de la nappe phréatique. Des palmiers à huile *(Elaeis guineensis)* poussent près du bord alors que le flanc de la dune rouge n'est couvert que d'un tapis de petites graminées. Des plantations de jeunes cocotiers apparaissent à l'arrière-plan.

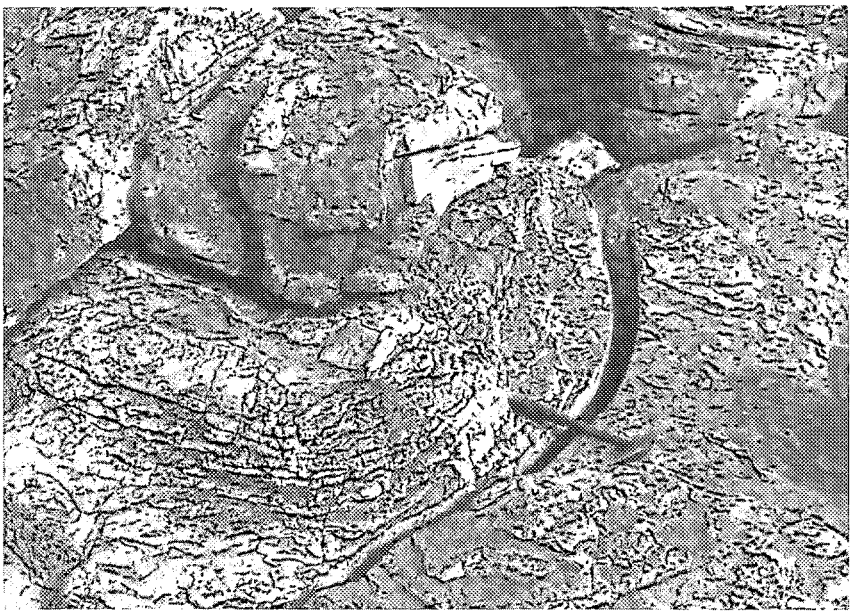


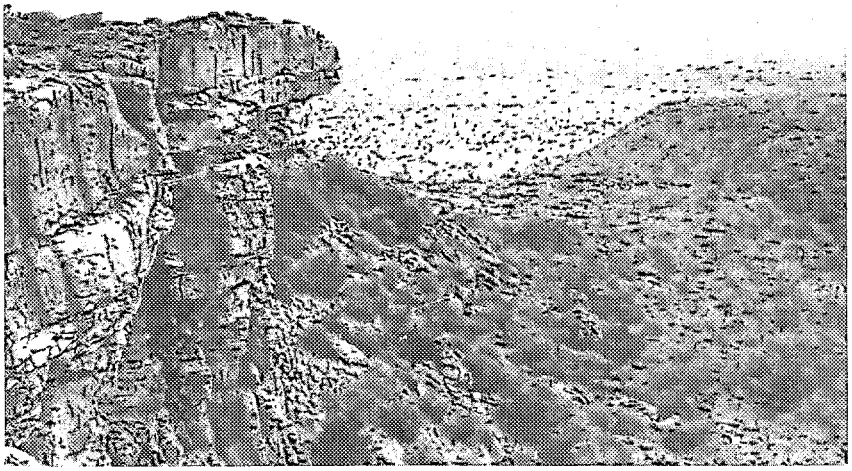
21 — *Feux de brousse sur le Plateau*
Mandingue septentrional, près de Kayes.

Plateaux et inselbergs gréseux se dressent au-dessus des terrains plats de glacis sablonneux et de terrasses du Sénégal. Les feux se propagent rapidement dans ces savanes arborées. Des cultures occupent une partie des terres autour du gros village situé sur la voie ferrée du Dakar-Niger. *(Cliché Armée de l'Air.)*

22 — *Gros bloc de grès fendu par les variations de température et d'humidité.*

Cette photographie a été prise en milieu sahélien, sur le rebord occidental du plateau de l'Assaba, au-dessus de la passe de Soufa. Le bloc de grès quartzeux, bien cimenté, a éclaté selon une fissure courbe ; la fente est récente puisque les arêtes n'ont pas encore été émoussées.





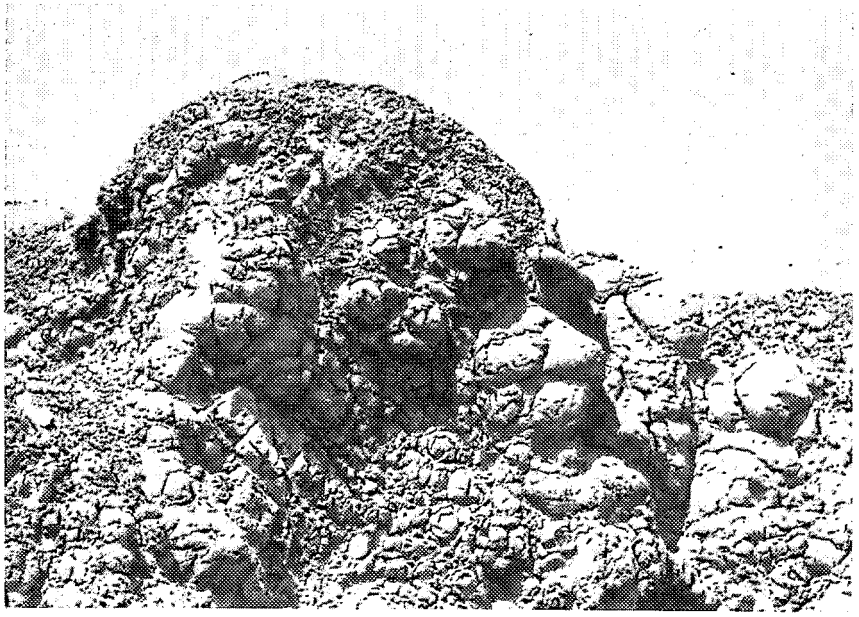
23 — *Grande corniche de grès quartzite près du rebord oriental de l'Assaba.*

Ces couches de l'Ordovicien sont très diaclasées. De gros blocs se détachent et s'éboulent ; ils forment un pavage sur le versant qui recoupe des niveaux de grès plus tendre. Les plateaux étagés dominent la dépression subséquente du Karakoro couverte de dunes fixées par la steppe arbustive.



24 — *Glacis d'érosion dans les grès tendres de l'Afollé méridional.*

La végétation est très sporadique, bien que la région se situe dans le domaine nord-soudanien. Le ruissellement diffus érode peu à peu ces roches friables, façonnant une surface plane légèrement inclinée avec quelques chicots rocheux de forme souvent ovale.



25 — *Altération des dolérites le long d'une falaise aux alentours de Dakar.*

Cette coulée, venue du volcan des Mamelles, est datée par la méthode A/K de 820 000 ans. La roche est très diaclasée et s'est décomposée en boules de dimensions variables. Des feuillets courbes, en pelures d'oignons, se détachent progressivement des boules.



26 — *Fragmentation de métabasites du Birrimien près de Tinkoto (Sénégal oriental).*

Du fait des variations thermiques et hydriques, ces roches se fissurent et se cassent en blocs anguleux. Les affleurements de métabasites se couvrent d'une patine foncée ; elle se forme aussi sur les parois des cassures (sous le marteau). Puis des copeaux de patine se détachent par desquamation.

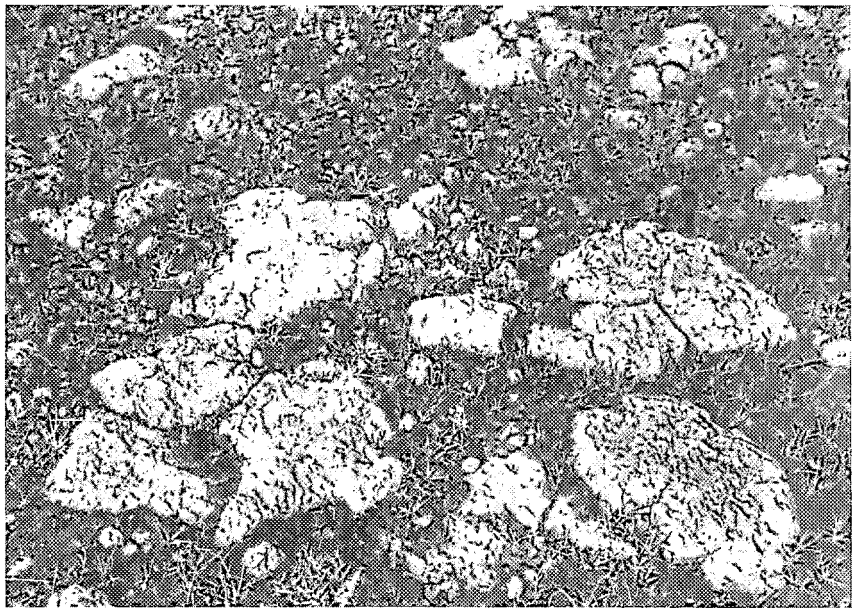


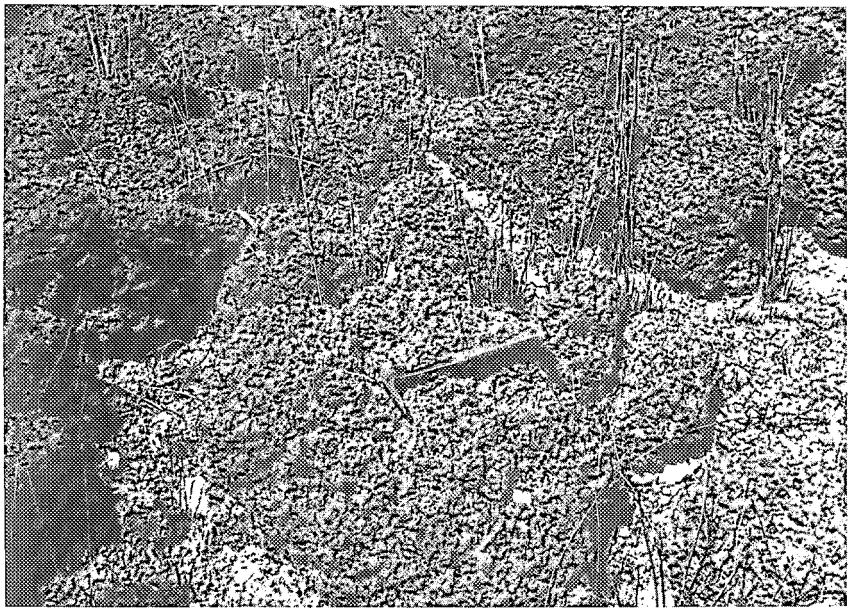
27 — *Blocs de grès patiné sur un bas glacis du Plateau Mandingue septentrional.*

Une patine brune ferrugineuse s'est formée sur toutes les surfaces des blocs exposées à l'air. Les taches claires montrent qu'elle s'enlève par place sous forme de plaquettes. Le glacis sablonneux porte une savane arbustive très dégradée par les feux de brousse, à *Combretum glutinosum ;* les herbes ont complètement brûlé.

28 — *Dalles de bauxite blanche sur un bowal près de Dongol Sigon (Fouta Djalon oriental).*

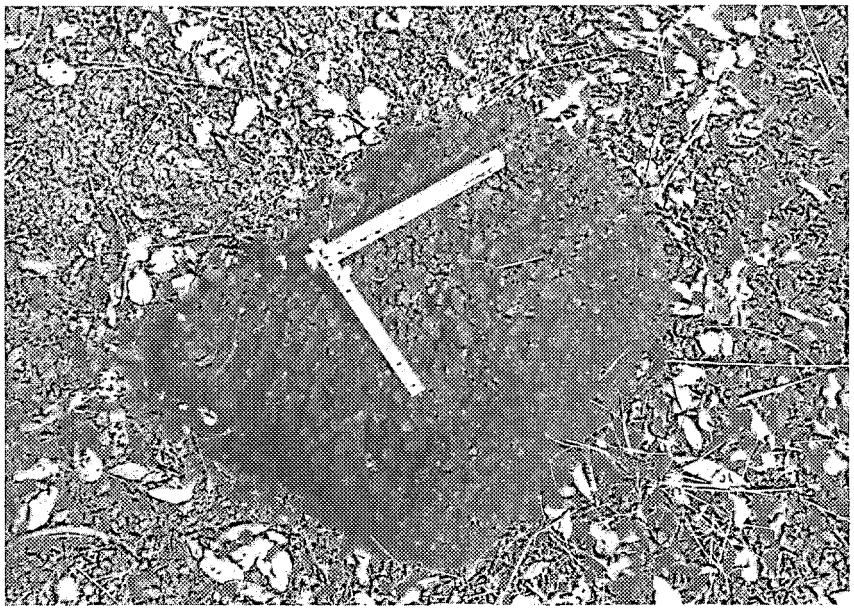
La cuirasse latéritique recouvre un lambeau de la deuxième surface d'aplanissement. A cet endroit son niveau supérieur contient beaucoup d'alumine libre cristallisée sous forme de boehmite. Ces dalles très compactes sont séparées par un mince dépôt d'argile noire.





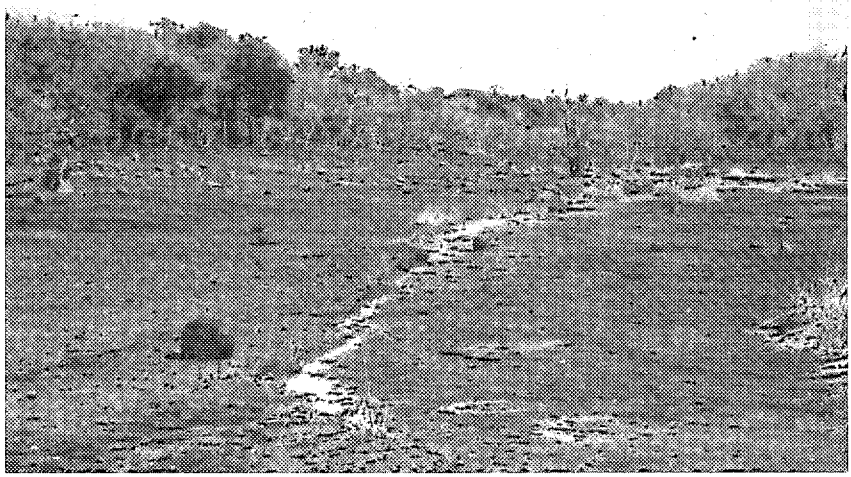
29 — *Blocs de cuirasse ferrugineuse formée sur granite au Nord de Kanéméré (Sénégal oriental).*

La cuirasse présente de nombreux vides, lui conférant une texture « spongieuse ». Elle contient beaucoup de grains de quartz ; c'est pourquoi sa teinte est relativement claire. On y distingue plusieurs petits débris de quartz filonien (taches blanches). Ce niveau, pas très induré, s'est fragmenté en une série de blocs de dimensions variables.



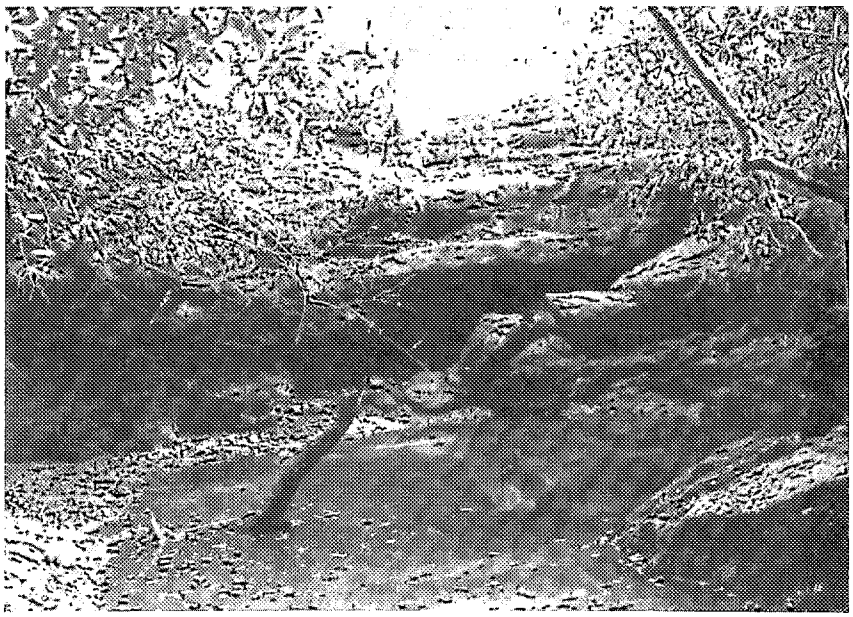
30 — *Fragment d'une cuirasse ferrugineuse à texture conglomératique.*

Des débris ferrugineux émoussés-d'une ancienne cuirasse ont été recimentés par les oxydes de fer. Il s'agit donc d'une cuirasse secondaire qui peut être allochtone. Ce bloc a été photographié près du rebord d'un moyen glacis dans le secteur de Ouassa, au Sénégal oriental.



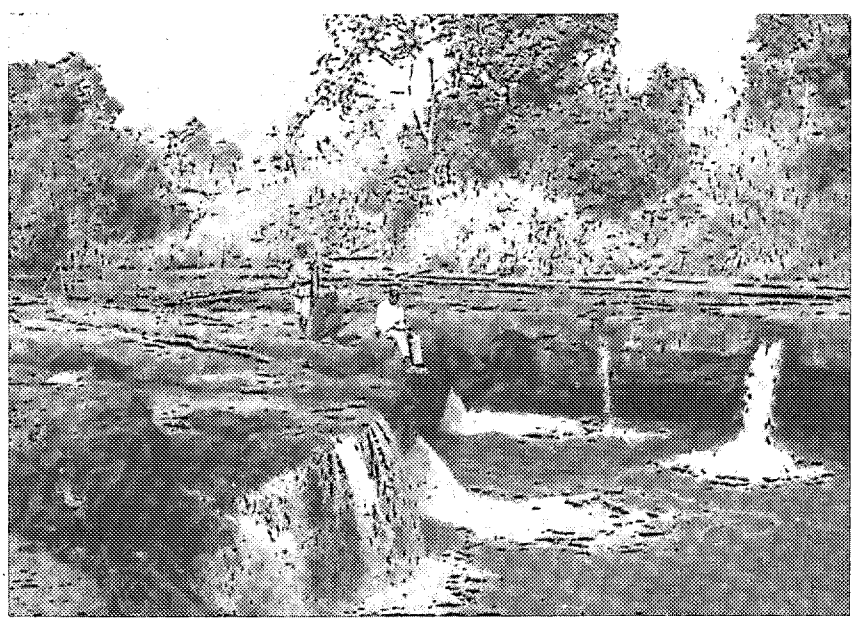
31 — *La surface cuirassée d'un glacis balayée par le ruissellement près de la moyenne Gambie.*

L'écoulement diffus a nettoyé la cuirasse ferrugineuse de ce moyen glacis ; sur la gauche elle est encore recouverte d'une mince couche de gravillons mélangés à du matériel fin, parsemée de quelques blocs. Les buttes à l'arrière-plan sont des lambeaux du haut glacis ; leurs versants portent des fourrés qui contrastent avec le terrain nu du bowal.



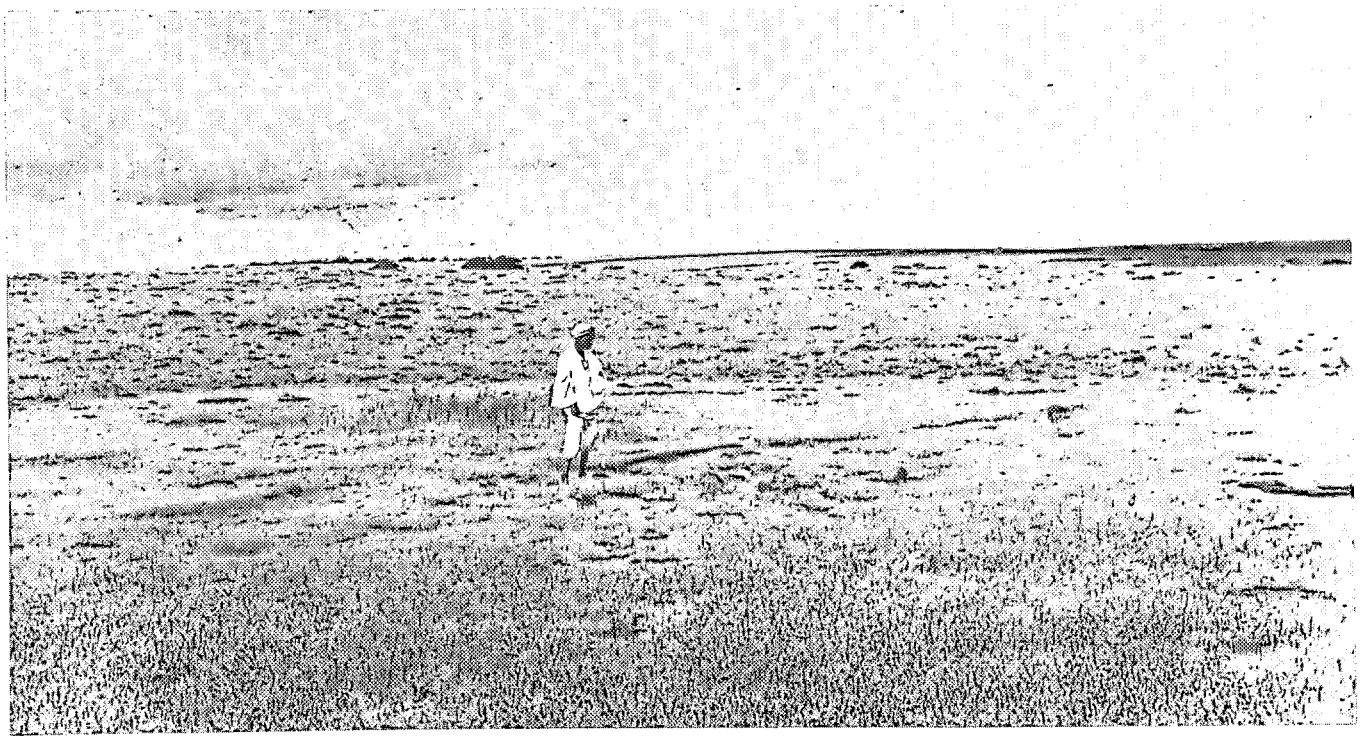
32 — *Entaille de la cuirasse ferrugineuse du moyen glacis au Nord-Est de Tinkoto.*

Le ruisseau a percé les niveaux indurés et pénétré dans le matériel meuble sous-jacent. Les eaux turbulentes et chargées de graviers y ont creusé une petite dépression circulaire. L'écoulement est temporaire, mais une mare subsiste au fond de la dépression jusqu'en fin de saison sèche.



33 — *Niveau induré par le fer formant un seuil sur le Balé, affluent du Bafing.*

Ce seuil se situe à proximité de Sanfinian, sur le Plateau Mandingue méridional. La photographie a été prise en période de basses eaux (mars). La majeure partie du banc ferrugineux émerge alors. Les eaux s'écoulent par les chenaux peu profonds et les rigoles qui ont à peine incisé cette dalle compacte et épaisse de plusieurs mètres.



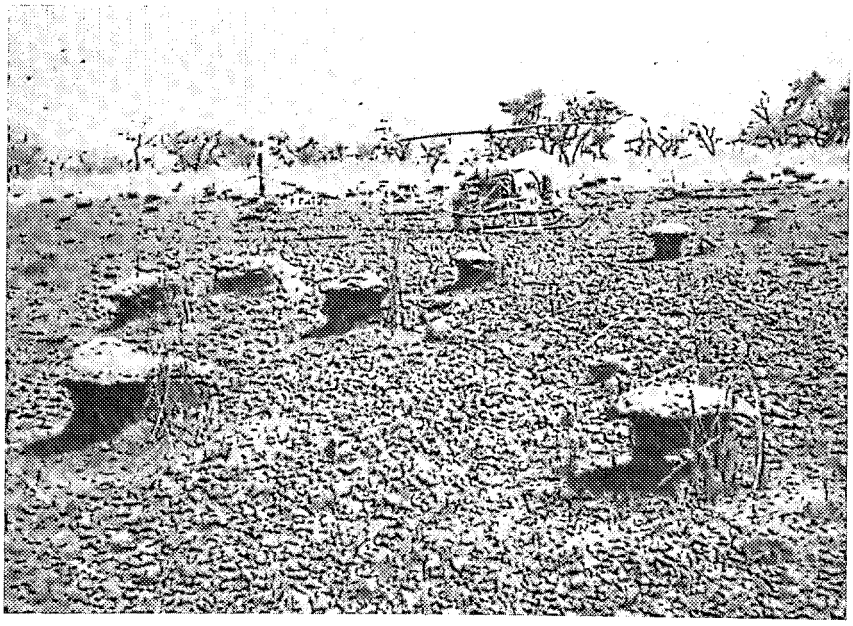
34 — *Vaste plateau latéritique de la deuxième surface d'aplanissement au Sud de Dongol Sigon.*

C'est le bowal Bandéa qui se déroule à une altitude de 960 m. La photographie montre la platitude générale du modelé et la pauvreté du couvert végétal ; elle a été faite en début de la saison des pluies. Un maigre tapis herbacé masque alors les formations indurées ; cependant quelques blocs de cuirasse sont encore visibles. Une petite mare apparaît au premier plan puisque les eaux ruisselées se rassemblent dans les dépressions peu profondes.



35 — *Niveaux étagés dans la partie méridionale du massif doléritique de Bafoulabé.*

Le petit plateau tabulaire à l'arrière-plan est un témoin de la troisième surface d'aplanissement à cuirasse partiellement bauxitique ; il atteint 515 m. En contrebas s'étale un lambeau de la cuirasse du relief intermédiaire. Le terrain descend en pente très douce de 430 à 410 m. Le contraste de végétation est très caractéristique : la prairie de petites herbes tapissant le bowal, pendant la saison des pluies, se juxtapose à la forêt, très verdoyante à cette époque, qui prospère sur les versants du plateau.



36 — *Haut bowal piqueté de termitières « champignons » sur le Plateau Mandingue méridional, en saison sèche.*

C'est un fragment de la troisième surface d'aplanissement qui s'élève à 600 m. Les débris de cuirasse forment un terrain très rocailleux. La savane arbustive, visible à l'arrière-plan, s'est installée grâce au démantèlement partiel du niveau cuirassé. L'hélicoptère a permis de faire une reconnaissance de ces plateaux latéritiques pour la recherche de bauxite.



37 — *Rebord du plateau cuirassé de Tiaguissi dans les Monts Bassari (Guinée septentrionale).*

De gros blocs se détachent de la corniche selon le réseau de fissures traversant les formations latéritiques indurées ; ils s'éboulent, puis se fragmentent sur le haut du versant. On voit que les racines des arbres et arbustes interviennent dans l'élargissement des fissures. Ce lambeau de la troisième surface, d'une altitude de 480 m, domine de 350 m la dépression périphérique.



38 — *Grotte à la base des formations latéritiques de la butte d'Akoul dans les Monts Bassari.*

Cette grande cavité se situe à 20 m en dessous du sommet de la corniche. Elle a été creusée par les eaux infiltrées le long des fissures de la cuirasse ; ces eaux circulent dans les altérites restées meubles où elles forment un réseau pseudo-karstique. La butte est aussi un témoin de la troisième surface.

39 — *Une partie du bowal Kimbéli dans le secteur Sud-Ouest du Plateau Mandingue.*

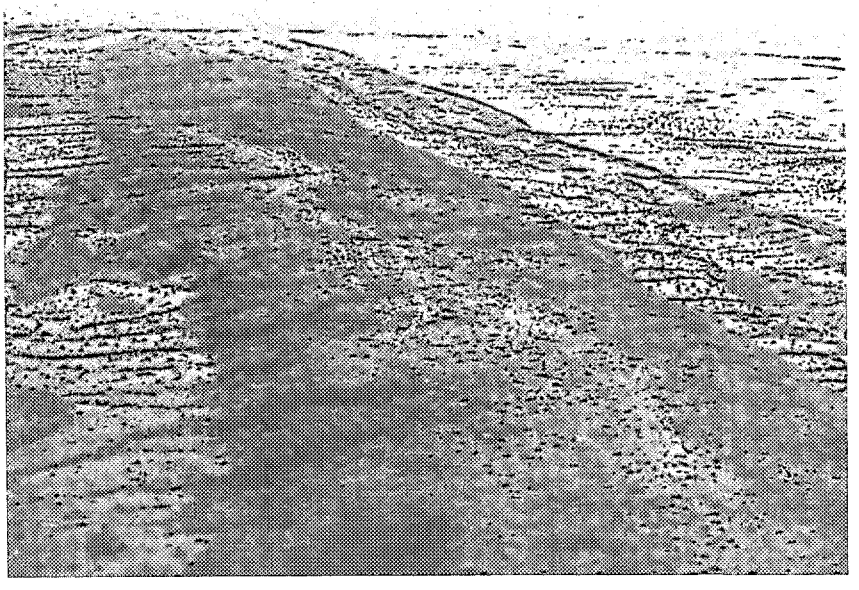
Le plateau légèrement bombé est un fragment de la troisième surface d'aplanissement. Ses flancs en pente douce, recouverts aussi d'un manteau latéritique, représentent le relief intermédiaire. Un ravin a percé la cuirasse et creusé un cirque qui draine une partie des eaux phréatiques : une végétaion arborée très dense s'y est installée (arrière-plan) alors que sur le bowal ne poussent que de rares buissons.





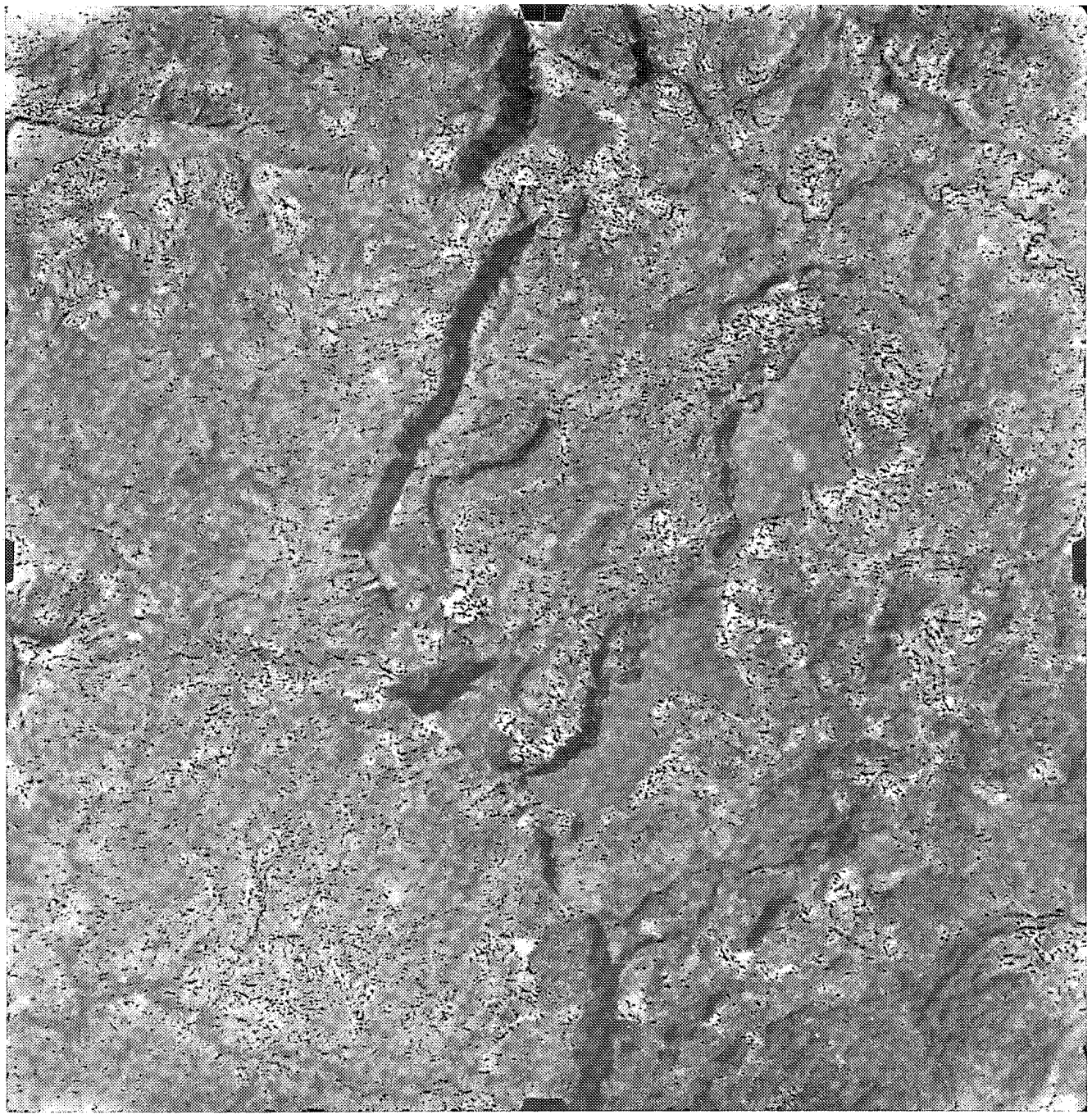
40 — *Aspect du relief intermédiaire à l'Ouest de Ségouma, Plateau Mandingue méridional.*

Le paysage présente des formes molles, façonnées sous un climat humide. La cuirasse latéritique couvre la colline à l'horizon et tous les versants dont la pente est toujours faible ; elle fossilise ainsi cette ancienne topographie. Le terrain est jonché de gravillons ferrugineux et de débris de cuirasse.



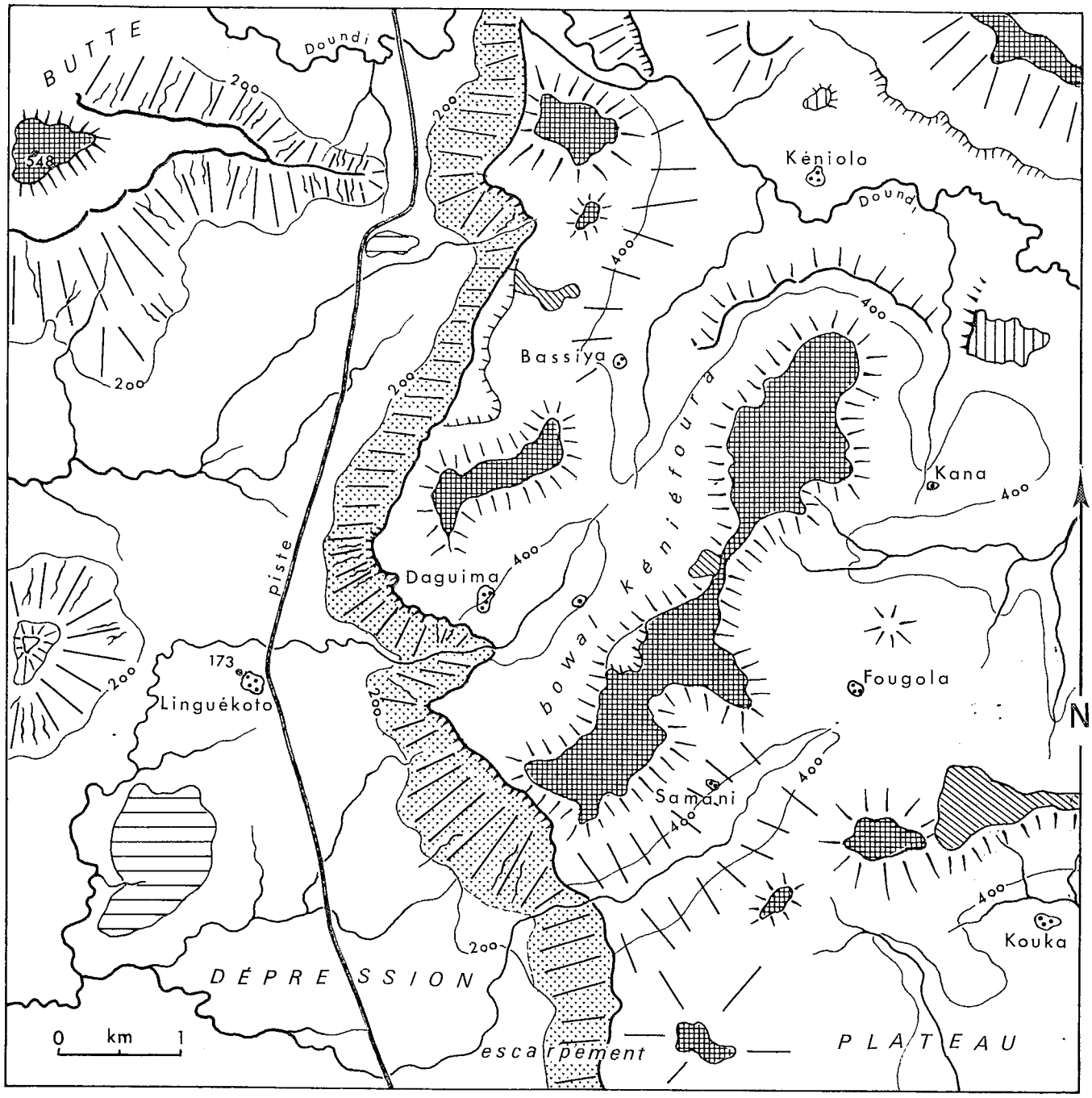
41 — *Crête appalachienne des Monts Oua Oua dans la région de Mbout (Mauritanie).*

Le sommet plat correspond à la surface d'érosion fini-Pliocène. Ce relief a été façonné au cours du Quaternaire dans la série métamorphique de Bakel-Mbout ; il est formé de quartzites. De nombreux petits oueds ont incisé les flancs raides de la crête, mais la plupart se perdent sur le glacis sableux. *(Cliché Armée de l'Air.)*



42 — *L'extrémité ouest du Plateau Mandingue et la « falaise » de Tambaoura dans le secteur de Kéniéba.*

Cette photographie aérienne se situe au Sud-Est de la petite ville. Le croquis d'interprétation montre que des lambeaux cuirassés plus ou moins vastes de la troisième surface d'aplanissement subsistent sur le plateau. En contrebas on trouve quelques petits fragments du relief intermédiaire ou du haut glacis. Ce secteur est drainé principalement par la Doundi, affluent de la Falémé. La « falaise » de Tambaoura, de direction N-S, a une dénivellation supérieure à 200 m. Sa corniche de grès infracambrien n'apparaît pas partout. Cette grande cuesta est légèrement échancrée par des ruisseaux obséquents. Elle est précédée de deux buttes témoins qui dominent la dépression creusée dans les formations du socle birrimien ; la plus importante conserve un petit lambeau de la troisième surface. Les versants, taillés dans les schistes, sont souvent incisés par des ravins puisque la savane arborée est très dégradée par les feux de brousse et les défrichements. Notons que le peuplement humain est plus dense sur le plateau que dans la dépression parce que le milieu naturel y est plus varié et la « montagne » a servi de refuge à certaines populations. *(Cliché I.G.N. 041, nº 367.)*



MODELÉ

- corniche visible
- principaux versants (la disposition des hachures indique la raideur et la longueur de la pente)
- courbe de niveau en mètres
- "falaise" de Tambaoura
- ravinement sur des pentes

TERRAINS CUIRASSÉS

- lambeau de la troisième surface d'aplanissement
- témoin du relief intermédiaire
- fragment du haut glacis
- fragment du moyen glacis
- point coté
- village

O. M.

Générale :
·ue Bayard, 75008 PARIS

entral de Documentation :
'4, route d'Aulnay, 93140 BONDY

T. O. M. Éditeur — Dépôt légal : 2e trimestre 1973

MÉMOIRES ORSTOM

P. MICHEL

LES BASSINS DES FLEUVES SÉNÉGAL ET GAMBIE

ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

Tome 2

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER

ORSTOM

LES BASSINS DES FLEUVES SÉNÉGAL ET GAMBIE

ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

MÉMOIRES ORSTOM nº 63

Pierre MICHEL

Professeur de géographie tropicale
Université Louis Pasteur – Strasbourg
(U. E. R. de géographie, 43 rue Gœthe – 67000 Strasbourg)

LES BASSINS DES FLEUVES SÉNÉGAL ET GAMBIE
ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

Tome 2

ORSTOM
PARIS
1973

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1er de l'article 40). »

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal. »

© O.R.S.T.O.M. 1973

Quatrième Partie

LE FAÇONNEMENT AU QUATERNAIRE ANCIEN ET MOYEN

La surface d'érosion du Pliocène supérieur a été rajeunie et détruite sur de vastes étendues, ce qui montre l'importance de la morphogenèse pendant le Quaternaire. Le réseau hydrographique a entaillé les cuirasses latéritiques ou ferrugineuses. *De vastes glacis se sont développés par érosion aréale. Ils s'étagent souvent en plusieurs niveaux (fig. 63). Les plus anciens sont couverts d'une cuirasse ferrugineuse plus ou moins épaisse.* Ainsi des bas bowé à la surface légèrement déclive, dénudée et rocailleuse, s'étalent au pied des plateaux, buttes ou versants à manteau latéritique, qui sont des fragments des diverses pénéplaines ou du relief intermédiaire.

Ces glacis cuirassés s'étendent largement dans les formations tendres du socle birrimien et du Paléozoïque plissé et métamorphique des pays de la Falémé et de la moyenne Gambie ; des dépressions les séparent généralement des inselbergs, répartis en groupes ou isolés, et des reliefs de bordure (fig. 66 et 76). Ils se développent aussi dans les grès du Continental terminal, en contrebas de quelques témoins de la surface pliocène. *A proximité du lit majeur des cours d'eau, les glacis se raccordent par endroits à d'anciens dépôts de galets et graviers, cimentés en poudingue par les oxydes de fer, et dégagés en terrasses par les entailles linéaires successives (fig. 63).* Ces restes de terrasses jalonnent non seulement les vallées des principales rivières, mais souvent aussi celles de leurs affluents.

L'étagement des glacis et des terrasses graveleuses est très net dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Mais il s'estompe progressivement le long de la vallée inférieure du Sénégal pour disparaître en aval de Bogué, alors que les plateaux traversés par la basse Gambie présentent un modelé spécial. Cette disposition en gradins au pied des reliefs suggère que les hauts bassins des deux fleuves ont connu après le Pliocène supérieur une *reprise du soulèvement épeirogénique*, qui s'était manifesté pendant certaines périodes du Secondaire et du Tertiaire. Sans doute a-t-il été faible par rapport aux mouvements antérieurs, mais il a engendré une succession de phases d'érosion et d'alluvionnement, marquée par la présence de glacis et terrasses qui occupent une large place dans le modelé actuel.

Chapitre Premier

Les glacis et terrasses anciennes

L'existence de plusieurs niveaux a été remarquée dès la fin du siècle dernier par des explorateurs s'intéressant aux régions aurifères du Bambouk. Ainsi dans un rapport de 1896, BALLIEU signalait dans la région au Sud-Est de Satadougou une série de « plateaux ferrugineux se maintenant à une certaine élévation au-dessus du cours de la Falémé ». Dans un article très suggestif sur cette même région, paru en 1927, le géologue DELHAYE abordait déjà le problème de leur genèse et l'envisageait comme suit : « La cuirasse devait y former un manteau à peu près continu, dont nous retrouvons actuellement des témoins. Un rajeunissement du réseau hydrographique a amené l'enfoncement des vallées et actuellement le travail d'érosion se poursuit vers l'aplanissement à un niveau plus bas. » Ch. ROBEQUAIN évoquait la présence en plein massif du Fouta Djalon de « ces glacis à pente relativement douce et régulière qui s'inclinent au pied des croupes », précisant ensuite que « la latérite apparaît ici comme une croûte ferrugineuse extraordinairement dure »[1].

Plus récemment, P. PÉLISSIER et G. ROUGERIE (1953) ont décrit et analysé cette « topographie en marches d'escalier » dans le bassin de Siguiri, au pied des Monts Mandingue où le Bakoy prend sa source. Les surfaces couvertes de cuirasses ferrugineuses, appelées plateaux de piedmont, s'étagent en deux niveaux au-dessus de gradins plus récents, qui seraient des terrasses. Puis, lors d'une mission faite en 1955, J. VOGT (1955 b) a étudié ces formes de relief au pied de la « falaise » de Tambaoura dans la région de Kéniéba, distinguant un haut glacis et un bas glacis rarement cuirassé.

Au cours des tournées successives nous avons eu l'occasion d'examiner les glacis dans diverses régions des deux bassins fluviaux et nous avons observé en de nombreux points leur raccord avec des restes de terrasses graveleuses le long des vallées[2]. *Si le* ***bas glacis*** *s'individualise bien, les glacis plus anciens fossilisés par les cuirasse se multiplient parfois. Des comparaisons d'une région à l'autre ont permis de les classer principalement en deux niveaux.* Dans un même secteur ces deux glacis cuirassés se distinguent par leurs altitudes respectives, souvent aussi par le degré de conservation de leurs cuirasses ; ils se trouvent emboîtés par endroits. Nous les avons nommés d'abord glacis supérieur et glacis inférieur cuirassés[3], mais par souci

1. *In* Ch. ROBEQUAIN, P. CHOUARD, 1937, p. 134.
2. Certains géographes français distinguent des glacis d'érosion, développés dans les formations peu résistantes, et des pédiments, modelés dans les roches cristallines considérées comme dures. Cette classification ne peut s'appliquer au domaine tropical puisque beaucoup de roches cristallines, notamment les granites birrimiens, y sont relativement tendres (cf. 2e partie, chap. I, C 1). Aussi préférons-nous employer uniquement le terme glacis pour désigner cette forme de relief, quelle que soit la lithologie.
3. Pour éviter une confusion avec le haut glacis de J. VOGT, puisque celui-ci correspond tantôt au glacis supérieur, tantôt au glacis inférieur.

d'harmonisation avec la terminologie des terrasses nous préférons les appeler maintenant ***haut glacis et moyen glacis*** *cuirassés* (tableau 20).

Tableau 20. — **Nomenclature des glacis et terrasses anciennes.**

Modelé des interfluves			Dépôts fluviatiles
J. VOGT, 1955	P. MICHEL, 1959	P. MICHEL, 1969	P. MICHEL, 1959-1969
haut glacis	glacis supérieur	haut glacis	haute terrasse
	glacis inférieur	moyen glacis	moyenne terrasse
bas glacis	bas glacis	bas glacis	basse terrasse

Les recherches minières dans la région du Sénégal oriental, où les cuirasses ferrugineuses de ces glacis masquent souvent le substratum, nous ont conduit à faire des études détaillées dans plusieurs secteurs ; elles s'appuient sur des observations en surface et sur le levé des coupes de puits de recherche[1]. Ces travaux permettent de mieux saisir la genèse de ce modelé, propre aux régions tropicales à saison sèche.

A. LEUR FORMATION

Ces niveaux étagés présentent des similitudes avec les glacis façonnés dans le domaine subaride: même position au pied des reliefs, même surface plane légèrement déclive, même emboîtement. *Mais ils s'en distinguent par un caractère essentiel: les plus anciens portent une cuirasse ferrugineuse.* Sa formation est achevée puisqu'elle est venue en affleurement ; d'ailleurs la désagrégation mécanique se manifeste souvent à sa surface, la couvrant de pierraille[2].

Des témoins de ces glacis cuirassés existent dans les régions septentrionales — bordure de la basse vallée du Sénégal, bassin du Gorgol, cours supérieur de l'oued Gharfa et de la Kolinbiné[3] — c'est-à-dire en pleine zone sahélienne. Or nous avons vu[4] que dans ce domaine bioclimatique les oxydes de fer ne migrent guère et se trouvent à l'état diffus dans les sols, les teintant en rouge. D'autre part, des restes de terrasses graveleuses accompagnent les glacis cuirassés jusque dans la zone tropicale humide, où les rivières bordées de forêts-galeries denses ne transportent actuellement que du limon et un peu de sable[5]. Ces dépôts grossiers évoquent plutôt les alluvions de gros oueds sillonnant des régions plus sèches. Il y a donc là une contradiction très nette, qui suggère une succession de systèmes morphogénétiques, déterminés par des changements de climat. Pour élucider ce problème primordial nous analyserons d'abord plusieurs exemples.

1. P. MICHEL, 1960 d, 1962 a.
2. Cf. 2e partie, chap. II, C 2 a.
3. Cf. paragr. B 1.
4. 2e partie, chap. I, B 3 b et III, A 1 a.
5. Cf. 6e partie, chap. II, 1.

1. ÉTUDES DÉTAILLÉES DE GLACIS

La plupart de ces exemples se situent dans les ***pays de la Falémé et de la moyenne Gambie*** *où le socle birrimien apparaît en une grande fenêtre* (fig. 6). Rappelons qu'il est constitué essentiellement de schistes et de bandes de roches éruptives basiques légèrement métamorphisées (métabasites), traversés de grands batholites de granites syntectoniques et de petits massifs circulaires, bien circonscrits, de granites posttectoniques[1]. *La présence de métabasites riches en fer explique l'importance des cuirassements successifs.* Ces roches de dureté moyenne[2] forment localement des chaînons ou des buttes isolées dominant les divers glacis ; sur certains sommets, d'allure tabulaire, subsistent des lambeaux de cuirasse latéritique de la surface éocène ou du relief intermédiaire.

a. Près de Ouassa et de Kossanto

La ***« montagne » de Ouassa***[3]*, à une trentaine de kilomètres à l'Ouest de Kossanto* (pl. VI), *a été modelée dans un ensemble de métabasites variées (diorites, gabbros, andésites),* lardées de filons de quartz et traversées de quelques pointements de granite ou microgranite[4]. *Ce chaînon de direction méridienne est entouré d'une dépression ovale,* franchie par le Balé au Nord et dans laquelle plusieurs de ses petits affluents prennent naissance (fig. 85) ; son altitude relative varie de 130 à 60 m (fig. 48). *Au-delà de cette dépression circulaire s'étendent des* ***fragments plus ou moins vastes du moyen glacis.*** L'orientation de leur pente est divergente par rapport à l'axe de la butte allongée : ils s'abaissent vers l'Ouest–Nord-Ouest d'un côté, vers l'Est de l'autre côté (fig. 86).

Une série de puits, disposés souvent en ligne, ont été creusés sur ces glacis (fig. 85). A l'Est du chaînon, une ligne suit la bordure méridionale d'un grand glacis dans le sens de sa pente. Le premier puits (Pg 1) a été implanté dans la partie haute du glacis à 150 m de la corniche qui domine d'une vingtaine de mètres la dépression ; le second (Pg 20) se situe dans la partie basse (fig. 86). *Les deux puits ont traversé d'abord une formation hétérométrique, composée de quelques blocs émoussés de cuirasse, de nombreux gravillons ferrugineux et de débris de quartz filonien aux arêtes légèrement émoussées,* plus abondants vers la base ; elle a une épaisseur de 7,50 m à Pg 1, de 4,50 m à Pg 20. Le matériel est cimenté en cuirasse et carapace dans la partie supérieure ; l'induration diminue en profondeur. Cette formation recouvre des argiles blanches kaoliniques, qui ne contiennent aucun gravillon ferrugineux ou débris de quartz ; le contact est très net.

Nous sommes donc en présence d'une nappe détritique à éléments surtout allochtones, reposant sur les altérites non remaniées d'une roche basique sans filon de quartz. Le matériel provient principalement de la butte allongée puisque le glacis s'appuyait contre elle avant le creusement de la dépression périphérique. Les blocs de cuirasse et les gravillons correspondraient au décapage du revêtement ferrugineux du haut glacis et des formations latéritiques du relief intermédiaire, dont un fragment a été conservé sur la partie méridionale, la plus haute, du chaînon. Les débris de quartz ont dû être mobilisés au cours du déblaiement de la roche altérée.

Une autre ligne de puits traverse un des glacis s'allongeant à l'Ouest de la dépression (fig. 85) . sa direction est oblique à la pente du glacis et se termine dans sa partie nord-ouest, fortement dégradée, Les trois puits ont recoupé une nappe détritique, épaisse de 5 à 7 m. Dans la zone haute du glacis, le matériel comprend beaucoup de gros blocs émoussés de cuirasse, emballés dans un matériau fin; rouge ; il s'enrichit en quartz avec l'éloignement de la butte (fig. 52, Pg 32 et 34). Sa partie supérieure

1. Pour plus de détails, cf. 1re partie, chap. I A
2. Cf. 2e partie, chap. I, C 1.
3. C'est le nom d'un village abandonné ; le relief se trouve à 8 km au Sud-Est du lieu-dit sur la carte au 1/200 000 (Dalafi).
4. D'après les levés géologiques à grande échelle de J. GRAVESTEIJN, 1962.

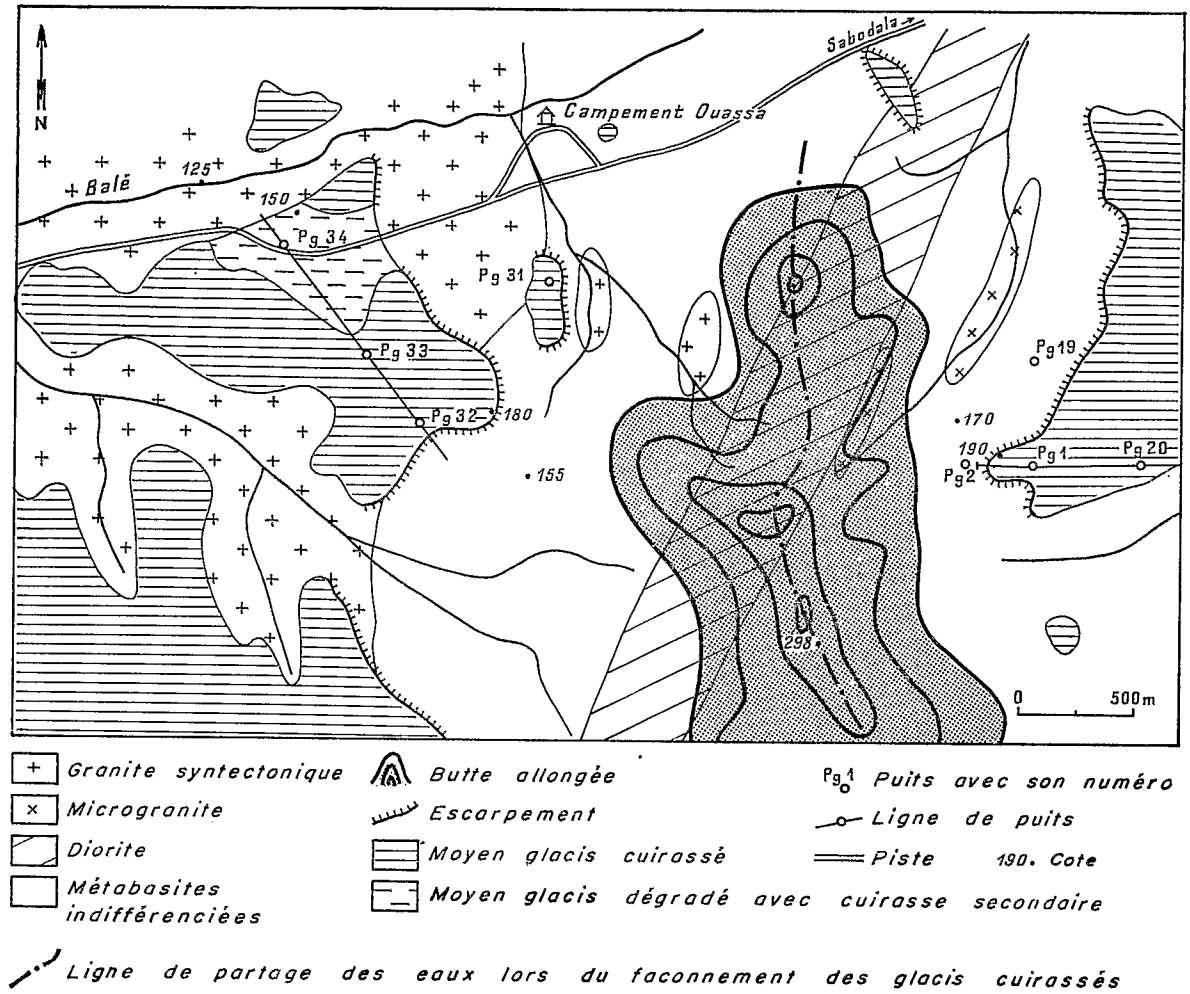


FIG. 85. — Croquis géologique et géomorphologique des environs de Ouassa (Sénégal oriental).

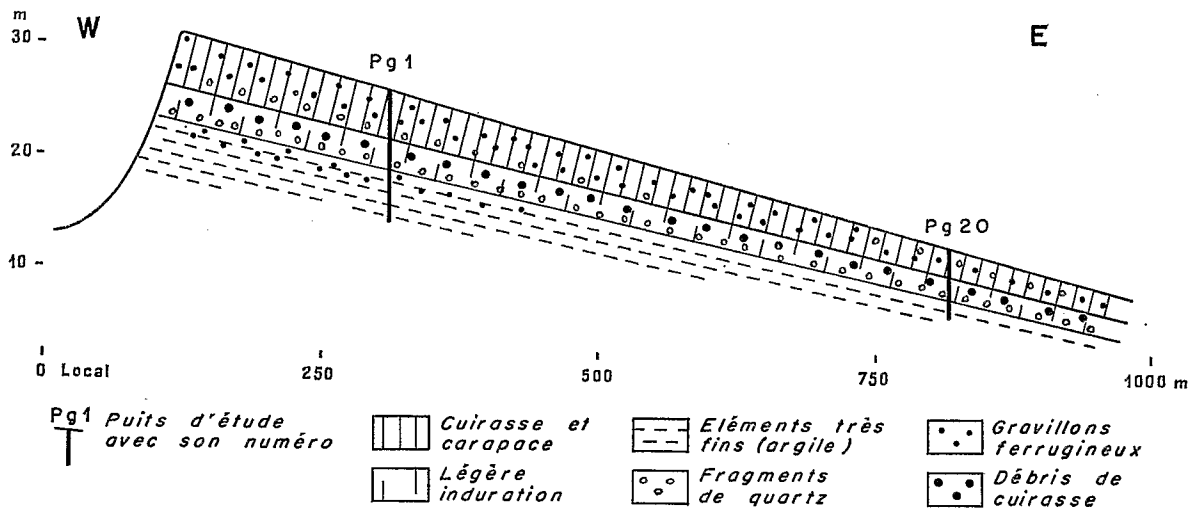


FIG. 86. — Coupe de glacis cuirassé à Ouassa, à l'Est de la butte.

est également indurée par les oxydes de fer en cuirasse et carapace. Mais dans ce secteur la formation détritique recouvre surtout des arènes issues de la décomposition de granite syntectonique. C'est l'apport de débris de cuirasse, puis la migration d'oxydes de fer par lessivage oblique depuis la butte, qui ont favorisé le cuirassement sur ces terrains surtout siliceux.

Au pied de la corniche du moyen glacis, qui limite la dépression périphérique creusée par les petits affluents du Balé, s'étale le *bas glacis* en pente douce vers les incisions du chevelu hydrographique. D'après la coupe de Pg 19 (fig. 85) ce niveau correspond aussi à une nappe détritique constituée de morceaux de cuirasse, de quartz filonien et de gravillons ferrugineux, épaisse de 3 m. Mais le cuirassement se limite à une induration assez faible sur une profondeur de 0,60 m, contre plusieurs mètres sur le moyen glacis.

Le paysage présente un aspect tout différent dans les ***environs immédiats de Kossanto.*** *C'est une large dépression creusée dans des schistes argileux et tuffacés* que suit le Diguinkili, affluent de la Falémé (pl. VI) ; des chaînons de métabasites, flanqués de témoins du haut glacis, la ferment à l'Ouest et à l'Est. Les surfaces cuirassées y sont peu étendues. ***Quelques lambeaux du moyen glacis*** *s'élèvent à une quinzaine de mètres au-dessus du niveau de la plaine.* Le plus vaste se trouve à 3 km au Nord–Nord-Ouest de Kossanto au centre du bassin ; il se dispose en croissant qui se digite à son extrémité est[1].

Trois *puits* d'étude ont été implantés sur ce plateau et deux autres sur des buttes situées à une distance d'environ 2 km. Ils ont tous traversé une nappe détritique de gravillons ferrugineux mélangés à des débris de quartz filonien, avant de pénétrer dans un matériau très fin et homogène résultant de la décomposition des schistes sans quartz (fig. 52, P II). Seule la partie supérieure a été consolidée en cuirasse et carapace par les oxydes de fer ; en profondeur on n'observe qu'une légère induration. Cette formation a une épaisseur de 4 à 5 m et se termine par un pavage de cailloux de quartz peu usés dans les buttes. Elle se réduit à 2,50 m dans le plateau et le contact avec les schistes altérés y est moins brutal.

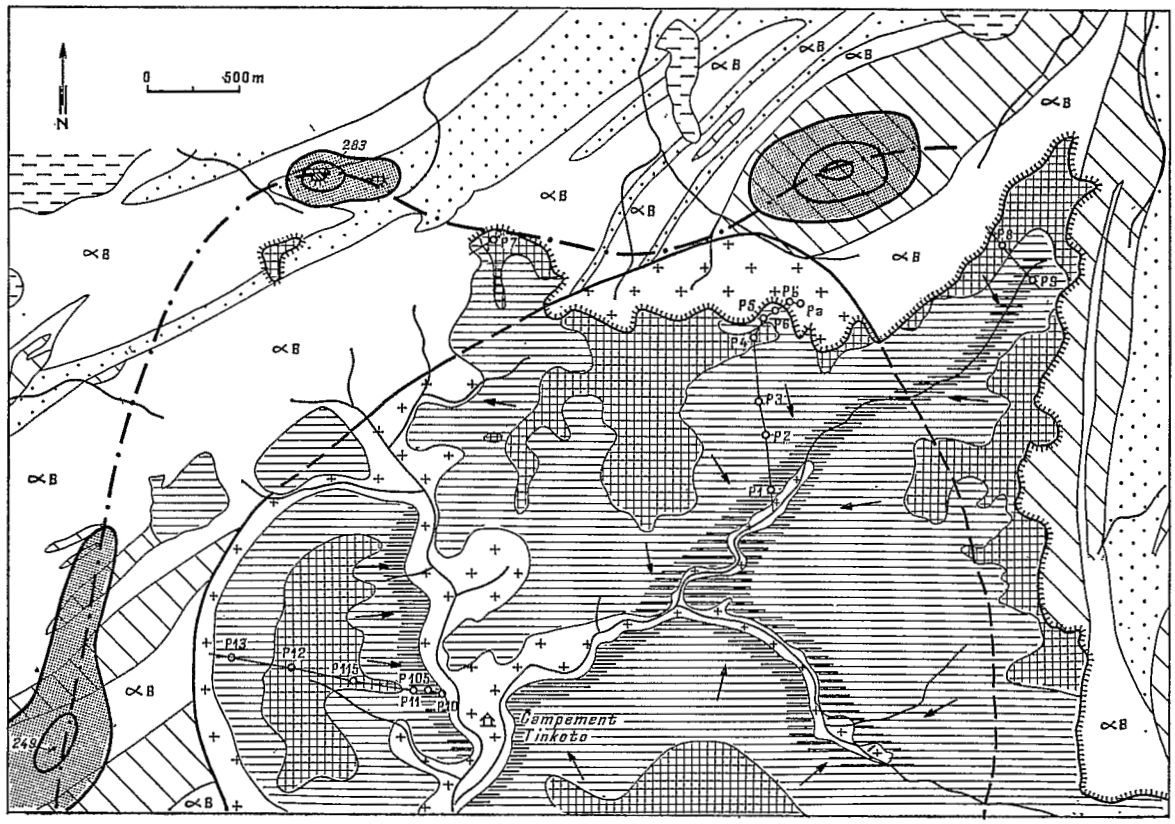
L'étude des coupes de puits fournit des indications sur les déplacements du matériel détritique lors de la formation du moyen glacis. Des nappes à éléments surtout allochtones, nourries par les reliefs de métabasites et les restes du haut glacis, se sont mises en place sur les bordures de la dépression, où elles subsistent encore dans les deux buttes. Au centre, les éléments clastiques conservés dans le plateau n'auraient été déplacés que sur une courte distance.

Un dernier puits a été creusé dans le *bas glacis de la plaine,* à 150 m au Nord-Ouest de Kossanto. Quelques débris de quartz et des gravillons ferrugineux s'éparpillent sur le terrain plat, en pente très douce vers le Nord. Jusqu'à 3,10 m apparaît une formation riche en gravillons et débris de quartz, légèrement usés, contenus dans une matrice de limon argileux gris ; les plaquettes de schistes sériciteux abondent entre 2,60 et 3,10 m de profondeur. Cette nappe détritique repose sur des schistes altérés dont le feuilletage est encore bien visible. Il n'y a pas eu de cuirassement : l'accumulation d'oxydes de fer se limite à l'existence de concrétions tendres à faible profondeur et à une légère induration du matériel entre 1,40 et 2,60 m (fig. 52, P VI).

b. Aux alentours de Tinkoto

Le modelé des environs de Tinkoto reflète une évolution plus complexe[2]. Ce campement d'orpailleurs, situé à une quarantaine de kilomètres au Nord de Kédougou (pl. VI) et à 8 km du village de Kanéméré, se trouve sur *un petit massif de granite posttectonique* qu'un marigot traverse en diagonale (fig. 87). *De vastes glacis cuirassés masquent presque partout la roche ou les arènes. Des lambeaux très festonnés du* ***haut glacis*** *s'élèvent à une dizaine de mètres au-dessus du* ***moyen glacis,*** *à peine entamé par l'érosion ;* les deux niveaux se raccordent généralement

1. Cf. P. Michel, 1962 a, pl. XI.
2. Comme pour les exemples précédents nous ne faisons que résumer ici nos observations qui sont exposées d'une façon beaucoup plus complète dans P. Michel, 1962 a ; ce travail donne aussi les coupes de tous les puits étudiés.



GÉOLOGIE

- Granite post tectonique
- Métadiorite, métagabbro
- ∝B Métaandésite
- Schistes
- Limite du massif granitique

RECOUVREMENTS FERRUGINEUX

- Surface pliocène cuirassée
- Haut glacis cuirassé *plus ou moins érodé*
- Moyen glacis cuirassé
- Moyen glacis dégradé *avec parfois cuirasse secondaire*
- Épaississement local de la cuirasse
- Sens de la migration des oxydes de fer

- Butte
- Escarpement
- *249* Point coté
- Ligne de partage des eaux lors du façonnement des glacis cuirassés
- P1 Puits avec son numéro
- Ligne de puits

FIG. 87. — Croquis géologique et géomorphologique des environs de Tinkoto (Sénégal oriental).

par des pentes douces (fig. 88). Ces glacis s'ordonnent en fonction du marigot principal et de ses affluents, vers lesquels leur surface s'incline légèrement ; ainsi la pente du moyen glacis le long de la ligne de puits P1 à P3 est de 2,4 %.

Plusieurs buttes isolées se dressent à la périphérie du massif granitique d'allure circulaire (fig. 87). Les deux inselbergs au Nord-Est et à l'Ouest sont constitués de métabasites (diorite, gabbro, andésite)[1]. Leurs formes lourdes, largement convexes, contrastent avec les deux reliefs

1. D'après le levé géologique détaillé de R. GIRAUDON, 1961.

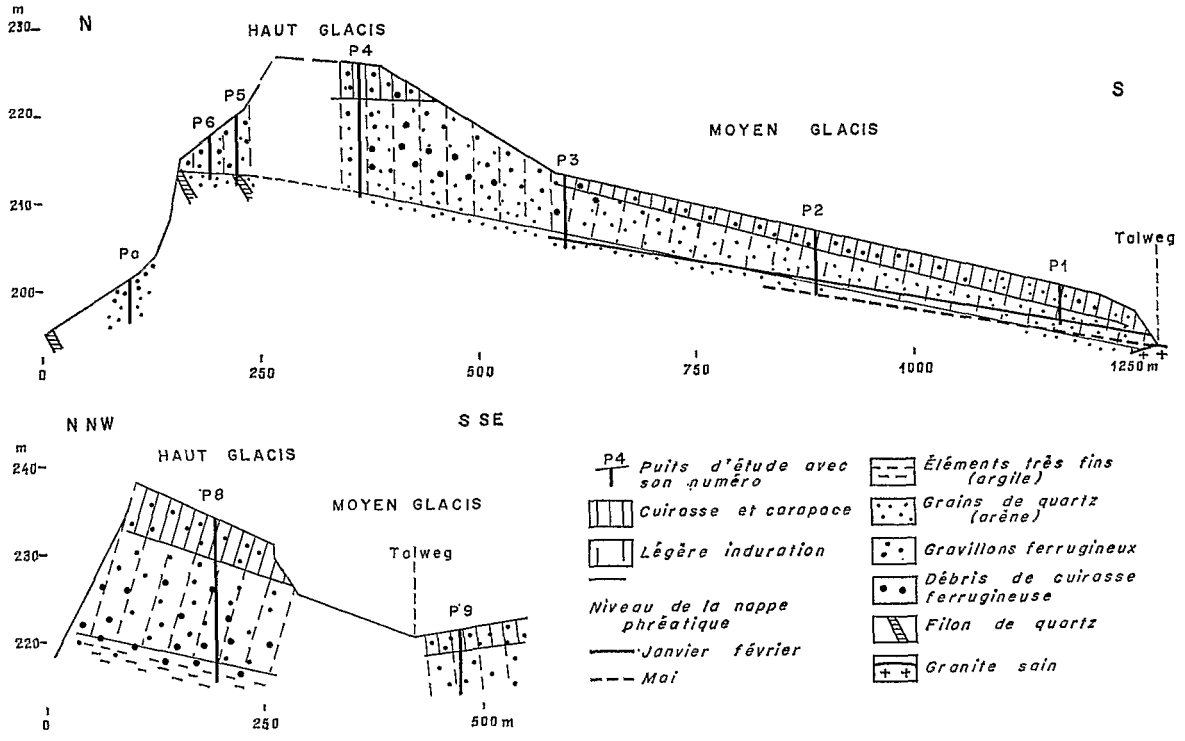


FIG. 88. — Coupe des glacis cuirassés de Tinkoto, secteur Nord-Est.
La position des coupes est indiquée sur la fig. 87.

tabulaires du Nord-Ouest, aux flancs rectilignes et escarpés, dont le plus haut conserve un petit lambeau de la surface pliocène, l'autre étant un témoin du haut glacis cuirassé ; taillés surtout dans des schistes, ils subsistent grâce à leur revêtement ferrugineux (fig. 87). *Ces différentes buttes sont séparées des ensembles de glacis par une profonde dépression ;* dans sa partie septentrionale, où plusieurs petits affluents du Niokolo-Koba prennent leur source, les glacis cuirassés la dominent par un escarpement d'une trentaine de mètres.

Plusieurs ***profils de puits d'étude*** *ont été implantés dans ce secteur.* ***Le premier*** *et le plus intéressant se situe à environ 2 km au Nord-Est du campement d'orpailleurs.* Il part du ruisseau, traverse le moyen glacis, recoupe l'extrémité d'un vaste fragment du haut glacis et se termine dans la dépression (fig. 87). Les puits P 1 à P 6 et Pa, b jalonnent le profil, ces derniers se trouvant juste en contrebas des glacis cuirassés (fig. 88). Comment se caractérisent ces deux niveaux ? Quelles sont la nature et l'origine du matériel induré par les oxydes de fer ?

Voyons d'abord le *haut glacis.* Son revêtement a subi une ablation mécanique importante. Le puits P 4, placé sur sa partie haute ne traverse qu'une carapace (fig. 52), puis des formations peu indurées[1]. Sa cuirasse a donc été démantelée ; il n'en subsiste que de rares blocs éparpillés en surface et mêlés à des morceaux de carapace. La coupe de ce puits montre que les formations légèrement durcies sont épaisses ; il a été arrêté à 15 m de profondeur dans l'arène granitique, veinée d'oxydes de fer. Ce matériel riche en grains de quartz renferme aussi des gravillons et des nodules ferrugineux bien émoussés, très abondants entre 7,50 et 11 m (fig. 88). Il s'agit d'éléments allochtones provenant de l'érosion d'une ancienne cuirasse ferrugineuse.

Les coupes de P 5 et P 6 sont semblables. Mais situés plus bas que P 4, en bordure

1. Cf. 2e partie, chap. II, B 3.

de la dépression, ces deux puits n'ont recoupé que la partie inférieure de la formation graveleuse faiblement indurée (fig. 88) ; ils se terminent dans l'arène traversée de nombreux filons de quartz[1]. Le contact du niveau supérieur et de l'arène est très franc.

Dans les coupes du *moyen glacis*, des gravillons et nodules ferrugineux sont aussi visibles dans l'arène jusqu'à 2,50 et 3 m de profondeur (fig. 88). Mais leur taille et leur fréquence diminuent en se rapprochant du talweg : alors que dans P 3 les débris grossiers sont encore nombreux, les niveaux de P 1 ne contiennent plus que quelques gravillons (fig. 52).

Ainsi cette *formation à éléments allochtones* se prolonge sous le moyen glacis, mais son épaisseur y diminue sensiblement ; sa base est légèrement inclinée vers le Sud, tout comme la surface des deux glacis. Il semble que nous soyons en présence d'une nappe complexe, dans laquelle des éléments détritiques, ayant connu un transport sur une certaine distance, se mélangent à des altérites à peine déplacées. L'étude de trois *lames minces* dans des horizons plus ou moins indurés de P 1, P 2 et P 6 montre que les grains de quartz clastique sont anguleux ou subanguleux[2]. La goethite a pénétré dans les fissures ou s'est déposée dans les jointures de cristaux engrenés. Les grains les plus gros, d'une longueur de 1,6 à 1,7 mm, ont gardé leur taille et leur forme originelles ; ils sont encore nombreux dans l'échantillon de P 6, parce que l'induration n'y atteint que le premier stade. Les grains plus petits (0,3 à 0,8 mm) résultent de la fragmentation des cristaux lors de la cimentation progressive du matériel par les oxydes de fer. La pâte ferrugineuse contient, en outre, de petits éclats d'une dimension moyenne de 0,02 à 0,04 mm.

Les éléments de cette nappe détritique se sont mis en place avant le cuirassement du haut glacis. Celui-ci s'appuyait alors contre la butte de métagabbros qui s'élève au Nord–Nord-Est du massif granitique (fig. 89, I a). Les gravillons et nodules ferrugineux proviennent vraisemblablement de la destruction de la cuirasse du relief intermédiaire coiffant le sommet arrondi de l'inselberg. Le glacis se prolongeait vers le Sud–Sud-Ouest jusqu'au petit talweg qui recueillait les eaux de ruissellement. Puis une double évolution s'est produite : en profondeur et près de la surface. Les roches saines sous-jacentes ont subi une décomposition plus ou moins intense. Le granite s'est réduit en arène, par contre les filons de quartz, beaucoup moins altérables, ont mieux résisté. Les oxydes de fer se sont accumulés en subsurface, surtout par lessivage oblique, et ont formé *une cuirasse s'amincissant vers l'amont* (fig. 89, I b).

Ensuite la surface légèrement déclive du haut glacis a été disséquée au cours d'une phase de creusement qui aboutit à la formation du moyen glacis dans la partie aval (fig. 89, II). *Cependant l'entaille n'y a pas atteint la base de la nappe détritique à éléments allochtones, puisque l'enfoncement du talweg est resté modeste. Ce glacis a été cuirassé à son tour lors d'une période de migration intense des sesquioxydes, alors que les granites se décomposaient en profondeur. Le lessivage oblique depuis le haut glacis explique l'ampleur du cuirassement* (fig. 87), *l'induration par le fer atteignant plusieurs mètres vers l'extrémité aval du glacis* (fig. 88).

La dépression entre la butte de métabasites et le haut glacis a été approfondie au cours d'une nouvelle phase d'entaille, tandis que le marigot de Tinkoto n'a réussi qu'à inciser l'épaisse cuirasse du moyen glacis (fig. 89, III a). Cette grande gouttière a été déblayée par les petits affluents du Niokolo-Koba dans l'arène granitique et les altérites de roches basiques du bas versant de la butte. Des pointements de métagabbros y percent le sol gravillonnaire alors que dans la dépression même apparaissent des boules de granite et plusieurs filons de quartz. Les pentes sont tapissées de colluvions. Les puits Pa et Pb creusés dans la partie inférieure du versant, en contrebas des glacis cuirassés, ont traversé jusqu'à 1,60 m des débris de cuirasse et des gravillons ferrugineux avec quelques morceaux de quartz, avant d'entrer dans l'arène granitique (fig. 88). On n'y remarque aucun début d'induration par le fer.

L'étude de ce profil révèle la complexité de l'évolution géomorphologique. ***Trois phases d'entaille ont été séparées par deux périodes de cuirassement et d'altération biochimique des***

1. Ils ont été placés dans le prolongement de petits filons minéralisés en molybdénite affleurant dans la dépression (fig. 88).
2. Cf. Annexe 2, échantillons nos 702, 703 et 708.

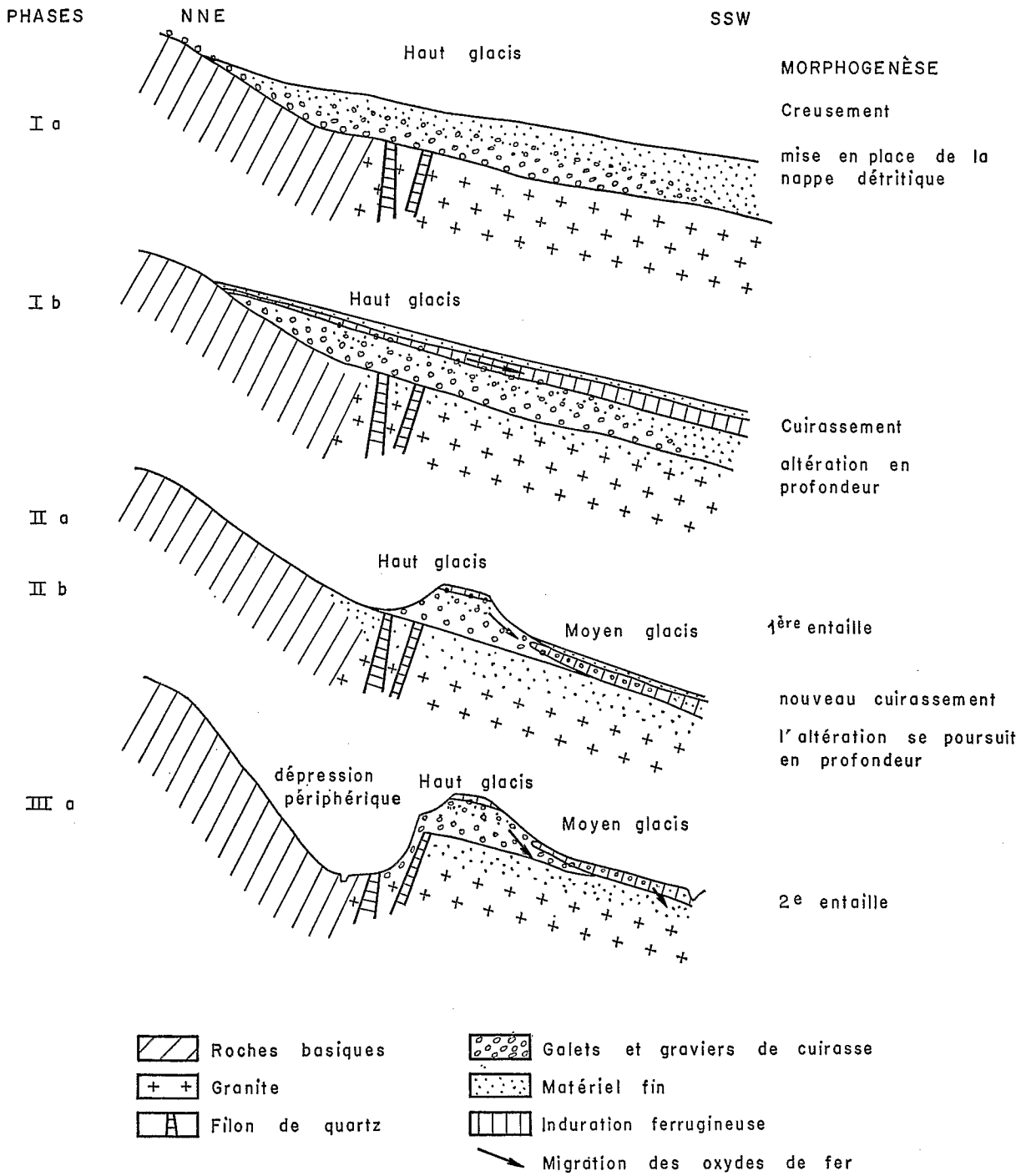


FIG. 89. — Schéma de la formation des glacis étagés du secteur nord-est de Tinkoto (Sénégal oriental).

roches (fig. 89). Une épaisse nappe détritique s'est mise en place à la fin du premier creusement. Les prospections géochimiques pour recherche de molybdène (Mo) confirment son caractère allochtone[1] : les filons de quartz minéralisés du rebord septentrional ont donné naissance à une auréole de dispersion secondaire qui correspond à cette nappe truffée de gravillons ferrugineux[2]. Dans les arènes sous-jacentes les teneurs en molybdénite sont beaucoup plus faibles, voisines de la teneur de fond de la roche[3]. Le lessivage oblique des oxydes de fer à partir du haut glacis a également joué un rôle dans la dispersion de ce minerai jusqu'à la partie aval du moyen glacis.

Un ***second profil*** *de puits se situe à la corne nord-est des glacis étagés,* où le marigot de Tinkoto prend sa source (fig. 87) ; *dans ce secteur les cuirasses recouvrent des roches basiques, notamment des métaandésites.* Le puits P 8 traverse les formations du haut glacis (fig. 88). Bien que les débris éparpillés en surface indiquent une certaine ablation mécanique, il a recoupé sur 4,50 m une cuirasse compacte et très dure dans sa partie supérieure. *Les éléments détritiques abondent jusqu'à 15,50 m de profondeur, d'abord de la taille du gravillon, puis de celle du bloc de cuirasse pouvant atteindre une longueur de 15 cm* (fig. 88). Ces débris, en général émoussés, sont enveloppés d'un film ferrugineux. Le matériel à forte teneur en fer est légèrement induré jusqu'à sa base. Vers 16 m apparaissent des formations argileuses beiges, souvent bigarrées, qui sont sans doute les altérites de la roche *in situ*[4]. Ainsi la nappe d'épandage issue de la butte de métagabbros existe également dans ce secteur ; elle y est plus épaisse qu'à P 4 et plus riche en gros éléments.

L'évolution ultérieure a été la même. Après le cuirassement du haut glacis, une nouvelle entaille a façonné le moyen glacis s'inclinant vers le talweg. Le puits P 9 a été creusé dans ce second niveau cuirassé, au-delà du marigot (fig. 88). Il a traversé un matériel riche en nodules ferrugineux. La succession de lits de gravillons et de lits sans gravillons semble indiquer une alternance de sédimentation fine et plus grossière. Mais on n'y trouve pas de blocs émoussés de cuirasse comme dans P 8. Serait-ce parce que du côté est le haut glacis ne s'adossait pas à un relief important (fig. 87), susceptible de fournir de gros débris ?

A l'Ouest du campement de Tinkoto s'étend un autre ensemble de glacis étagés que recoupe un ***troisième profil*** (fig. 87) ; leur revêtement ferrugineux couvre partout des granites. Le haut glacis, dont la cuirasse est très démantelée, s'incline vers l'Est ; il est cerné entièrement par le moyen glacis. Les coupes des puits ressemblent à celles du premier profil.

Ainsi P 12 traverse une nappe détritique, épaisse de 13 m, composée de gravillons ferrugineux et de blocs émoussés d'une ancienne cuirasse très compacte sans grains de quartz (fig. 52). Ce matériel provient de la butte de métabasite, s'allongeant à l'Ouest. Il est enrobé d'une arène, plus abondante à la partie supérieure de la formation. La plupart des grains de quartz sont anguleux et très corrodés ; certains ont été complètement déchiquetés, à la fois par l'altération et la ferruginisation, et se réduisent en éclats dentelés[5]. Après la seconde phase de creusement, le moyen glacis s'est cuirassé. L'induration y est faible côté ouest, plus forte à l'Est à cause du lessivage oblique (fig. 87).

La formation de ces glacis étagés aboutit à un paradoxe : le massif de granite syntectonique, pauvre en fer (fig. 49) *est presque entièrement recouvert de cuirasses ferrugineuses, alors qu'elles sont peu étendues sur les métabasites* (fig. 87). *Un* ***double transfert*** *s'est produit : d'abord par* ***épandage de matériel détritique,*** *alimenté surtout par la destruction de la cuirasse du relief intermédiaire ; ensuite par* ***lessivage oblique*** *lors du cuirassement des deux glacis, le milieu poreux des arènes facilitant la migration du fer. Il en résulte une accumulation absolue de ses sesquioxydes, très importante*[6]. Le moyen glacis notamment couvre de vastes surfaces : il

1. J. GRAVESTEIJN, 1965.
2. La migration de la molybdénite est, en effet, étroitement liée à celle du fer.
3. Celle-ci est de 2 à 4 ppm en zone granitique.
4. Le puits a été arrêté à 18 m, sans l'avoir touchée.
5. Voici le résultat de l'étude morphoscopique d'un échantillon prélevé à 7 m de profondeur (tamis 28) : non usés 84 %, coins arrondis 16 % ; éclat naturel 2 %, mat chimique 88 %, picotis luisants 10 %.
6. A. LAPLANTE et G. BACHELIER, 1954, ont décrit des cas analogues dans le massif de l'Adamaoua, au contact des granites et des basaltes anciens.

présente parfois deux horizons de cuirasse, séparés par une induration plus faible (carapace), qui se traduisent dans le paysage par de petites marches d'escalier[1]. Son épais revêtement ferrugineux a freiné l'entaille du marigot de Tinkoto et de ses petits affluents alors que les altérites des schistes et métabasites ont été déblayés au cours de la dernière période de creusement (fig. 89) ; il en résulte une inversion de relief typique[2].

c. Observations dans d'autres secteurs

Les recherches minières effectuées ailleurs au Sénégal oriental[3], *montrent l'omniprésence de ces nappes d'épandages et confirment le rôle de l'accumulation absolue dans le cuirassement des glacis.* Près de Kanéméré les prospections géochimiques et géophysiques ont permis de détecter une minéralisation en molybdénite ; mais l'auréole secondaire apparaît à une certaine distance dans le niveau supérieur riche en gravillons ferrugineux et recouvert de la cuirasse du moyen glacis. J. Gravesteijn (1965, p. 54) en conclut à juste titre : « La géomorphologie actuelle ne joue qu'un rôle secondaire ! C'est donc le transport mécanique dans les nappes graveleuses ainsi que le lessivage oblique qui a entraîné le Mo en association étroite avec le fer. »

Les travaux sur un autre indice de ce minerai à Soumtokolo, au Nord de Bransan (pl. VI), mettent aussi en évidence l'apport d'éléments détritiques grossiers. La minéralisation se situe dans le dépôt de graviers ferrugineux du moyen glacis ; leur déplacement pourrait atteindre 3 km. Il en est de même à Dioudiou Konko. Dans ce secteur un des sondages a touché en profondeur une roche ultrabasique (pyroxénolite à sulfure et chromite). Les teneurs en molybdène sont très élevées dans la couche supérieure allochtone et disparaissent à sa base ; celles de nickel, cuivre, chrome, très faibles, augmentent brusquement dans la partie inférieure du profil qui correspond aux altérites de la roche *in situ*.

Au pied de la « falaise » de Tambaoura et des contreforts du Fouta Djalon, les cuirasses des glacis renferment de nombreux fragments de grès quartzites infracambriens. Autour des « montagnes de fer » s'étendent d'épaisses cangas[4]. Mais ces débris n'ont été déplacés que sur une distance de quelques kilomètres. L'usure des grès quartzites est toujours très faible[5]. Ils n'ont pas atteint les glacis dominant le lit majeur de la Falémé : d'après une série de sondages effectués dans les environs de Fékola, au Sud-Est de Satadougou (pl. VI), leurs cuirasses ne contiennent que des morceaux de quartz anguleux et elles recouvrent des matériaux argileux de l'altération des schistes[6]. Donc les gros débris n'ont guère pu transiter par les glacis jusqu'aux grandes artères du réseau hydrographique.

Le transport a été plus important dans les ***régions montagneuses.*** Pour le bassin de la haute Doundi, qui échancre le plateau de Tambaoura (pl. VI), J. Vogt (1955 a, p. 8) note que le ruissellement a entraîné des blocs de grès atteignant 40 cm de long sur des centaines de mètres. Sur le plateau du Labé, des glacis cuirassés se développent en contrebas des témoins de la première surface d'aplanissement ; selon J. Pouquet (1960, p. 357) « on rencontre très souvent de nombreux fragments de grès plus ou moins décomposés dans la cuirasse du Pountiou à Labé, alors que la « roche mère » est le schiste gothlandien ou la dolérite »[7]. Nos propres recherches dans diverses parties du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue confirment ces observations. *Ainsi les formations des glacis cuirassés sont essentiellement allochtones dans les pays très accidentés,* ce qui suppose une alternance de périodes de fragmentation des roches et de transport mécanique important et de périodes de lessivage et de migration des sesquioxydes, aboutissant à la cimentation du matériel détritique sur les pentes faibles des glacis.

1. Observation de J. P. Lajoinie ; le second niveau correspond à un léger abaissement de la nappe phréatique.
2. Notons que J. P. Lajoinie a poursuivi les travaux dans le secteur de Tinkoto pour préciser les rapports géochimiques entre les roches saines et les différentes formations qui les recouvrent. Les études de laboratoire sont encore en cours.
3. Cf. J. Agassiz, 1965.
4. Cf. J. Gravesteijn, 1965, p. 120, et F. Witschard, 1965, p. 101.
5. Cf. J. Vogt, 1955 b, p. 12.
6. Ces travaux ont été réalisés par le C.E.A. en 1959.
7. D'après les études géologiques récentes, il s'agit des pélites du Cambrien supérieur ; cf. 1re partie, chap. I, B 2 b.

J. D'HOORE (1954, p. 65-67) a étudié un de ces glacis cuirassés à Tianguel Bori, au pied des escarpements septentrionaux du Labé. Il se situe entre un bowal tabulaire, dont la cuirasse est déjà très attaquée[1], et l'entaille d'un ruisseau.

Ce glacis se présente comme « une bande large d'environ 600 m et dont la pente est d'environ 3 %. La carapace, très dure et pratiquement dénudée, contient des débris colluviaux et quelques cailloux de dolérite, extérieurement recouverts d'un film d'oxydes de fer. Ce matériel très hétérogène est lié par un ciment homogène très riche en fer. La fréquence plus grande des inclusions avec l'éloignement du ruisseau permet de supposer que l'on s'approche de leur lieu d'origine ». Ce glacis constitue « un exemple typique de la migration du fer dans le paysage et de l'accumulation absolue dans le plan latéral ».

Pour la *bordure nord-ouest du Fouta Djalon*, G. DE WEISSE (1954) distingue deux types de formations cuirassées : « Les latérites des plateaux de la région de Bové[2] et celles qui recouvrent des bas plateaux de faible altitude. La teneur en silice de ces dernières dépasse généralement 30 %. » Après avoir décrit plusieurs coupes l'auteur conclut : « On ne peut pas les considérer comme des latérites proprement dites, mais plutôt comme des latérites détritiques ou allochtones, dont l'origine est relativement récente. » C'est bien le trait caractéristique des nappes d'épandages des glacis.

Citons un dernier exemple. F. TESSIER (1959) a montré qu'*à **Dakar** même* les formations latéritiques du cap Manuel couvrant la surface pliocène ont été tronquées[3]. Les débris de l'ancienne cuirasse, légèrement usés, ont été recimentés en une *nouvelle cuirasse, de texture gravillonnaire ou conglomératique*. Elle recouvre aussi bien les ankaratrites profondément décomposées, que les argiles silicifiées et les argiles à attapulgite de l'Éocène inférieur[4], à peine altérées et très pauvres en fer ; à la corniche est du cap Manuel elle repose directement sur des dalles d'ankaratrite saine, revêtues d'une patine jaune. La surface topographique, qu'elle jalonne, s'abaisse depuis le sommet du cap Manuel jusqu'à la pointe de Fann où elle atteint le niveau de la mer. Ce serait un haut glacis ou peut-être un niveau encore plus ancien, qu'on pourrait appeler très haut glacis ; il a été déformé par des mouvements tectoniques lors des éruptions du volcan des Mamelles[5].

Tous ces glacis présentent de nombreux caractères communs d'une région à l'autre. Mais dans un secteur donné ils se distinguent entre eux par certains traits spécifiques, parce qu'ils ont été modelés par étapes successives. L'étude des terrasses se raccordant au glacis fournira aussi des précisions sur la morphogenèse.

2. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU MODELÉ ET DES DÉPÔTS

Les glacis s'ordonnent toujours en fonction du réseau hydrographique puisque leur façonnement est lié aux entailles des cours d'eau. Ils constituent donc des surfaces d'érosion locales. C'est pourquoi les glacis d'une même génération se situent souvent à des altitudes très différentes d'une région à l'autre, selon la position du niveau de base.

La valeur de la pente des glacis varie entre un demi-degré et cinq degrés. Elle est généralement plus élevée dans la partie amont et diminue peu à peu en se rapprochant de l'ancien talweg. Il est évident qu'elle est aussi fonction du relief : dans les pays accidentés la pente moyenne est plus forte que dans les dépressions et les plaines. Mais, dans l'ensemble, elle diminue avec l'âge du niveau ; les bas glacis du Plateau Mandingue septentrional ou de la Falémé inférieure, par exemple, ont des pentes extrêmement faibles, presque insensibles, de l'ordre d'un demi-degré. L'orientation de la pente peut aussi changer d'un glacis à l'autre

1. C'est, semble-t-il, un fragment de la troisième surface.
2. Il s'agit de la pénéplaine éocène, rajeunie au cours du Tertiaire ; cf. 3e partie, chap. I.
3. Cf. 3e partie, chap. II, B 2 b
4. Cf. P. ELOUARD, 1965 a.
5. D'après la coupe synthétique de F. TESSIER, 1959, p. 94, sa cuirasse est affectée par des failles.

si la disposition du chevelu hydrographique s'est modifiée au cours d'une des phases de creusement. Ainsi autour de la « montagne » de Ouassa le bas glacis s'incline en sens inverse du moyen glacis à cause du déblaiement de la dépression périphérique.

a. Le système des glacis

D'une manière générale les **haut et moyen glacis** se différencient nettement du bas glacis. *Ils sont toujours cuirassés* et les niveaux indurés par les oxydes de fer affleurent ou ne sont couverts que d'une mince couche de débris ferrugineux mélangés à un peu d'argile grise. *Ces niveaux présentent souvent une texture gravillonnaire ou même conglomératique. Ils contiennent surtout des débris d'anciennes cuirasses,* de taille très variable, quelquefois des fragments de roche, notamment des quartz filoniens et des grès quartzites[1]. Par endroits le caractère détritique du matériel cimenté est peu apparent en surface, mais s'accentue en profondeur.

L'épaisseur et la dureté du revêtement ferrugineux dépendent de divers facteurs : lithologie, topographie locale, position générale[2] ; il est évidemment plus mince et plus fragile dans les régions septentrionales qui ont toujours connu un climat moins humide que les parties méridionales des deux bassins fluviaux. Les exemples analysés précédemment, surtout celui de Tinkoto, permettent d'affirmer que le lessivage oblique est intervenu d'une façon décisive. Il a engendré en de nombreux endroits un épaississement et une induration plus forte de la cuirasse du moyen glacis. En outre, l'âge des glacis joue un rôle non négligeable. *Le haut glacis a généralement connu une ablation mécanique importante; la cuirasse, sensu stricto, y est très érodée* et le niveau sous-jacent moins compact et plus tendre, appelé carapace, peut apparaître à sa surface.

Ces revêtements des haut et moyen glacis se distinguent de ceux qui couvrent les surfaces d'aplanissement[3], non seulement par leur texture, l'abondance de matériel détritique et leur moindre épaisseur, mais aussi par leur composition chimique. Ils sont toujours riches en silice. Les analyses sur des échantillons sans débris de quartz filonien, prélevés dans diverses régions, donnent des *teneurs en SiO_2 variant de 25 à 50 %*. Voici plusieurs résultats concernant d'abord les formations du haut glacis, puis celles du moyen glacis :

Tableau 21. — ANALYSES CHIMIQUES.
Niveaux indurés des hauts et moyens glacis.

N° de l'échantillon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	Perte au feu
354	37,3	16,9	37,4	0,7	7,7
355	48,4	22,6	18,9	0,7	9,4
336	34,7	15,4	40,9	0,7	8,3
345	28,1	10,9	50,4	0,7	9,9
351	30,9	16,5	41,8	0,7	10,1
386	47,0	12,0	33,5	0,7	6,8

Lieux de prélèvement :

Haut glacis

354 Entre Dabia et Guénégoré, région de Kéniéba. 0-0,15 m prof.
355 Même endroit. 4 m prof.

Moyen glacis

336 Au Sud de Satadougou. Région de Kéniéba. En surface.
345 Environs de Falombo. Massif de Sabodala. 0-0,20 m prof.
351 Près de Mahina-Mine. Région de Kéniéba. 0-0,10 m prof.
386 Au Nord-Est d'El-Geleïta. Vallée du Karakoro. 0-0,20 m prof.

1. Ce sont les roches les plus résistantes à l'altération biochimique ; cf. 2e partie, chap. I, B 1 a et C.
2. Voir 2e partie, chap. II A et B.
3. Cf. 3e partie, chap. I A et B.

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est toujours supérieur à 1,8 et dépasse généralement 2. *La silice reste combinée, formant des argiles.* La fraction argileuse des horizons indurés par le fer est composée uniquement de *kaolinite* (tableau 22, nos 783 et 790) avec parfois des traces d'illite[1].

Tableau 22. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Matériaux des glacis du Quaternaire ancien et moyen.

Le chiffre indique la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Édifice gonflant
783	10	traces	
786	10	traces	
790	10	traces	
792	8	2	
270	10	traces	
272	10	traces	
162	3	7	traces
953	2	6	2

Lieux de prélèvement:

Moyen glacis

783 A Ouassa (Sénégal oriental), côté ouest. 1-1,50 m prof.
786 Même endroit, côté ouest. 7,50-8 m prof.
790 A Ouassa (Sénégal oriental), côté est. 3-3,50 m prof.
792 Même endroit, côté est. 10,50-11 m prof.

Bas glacis

270 Entre Koumakiré et le Balé. Plateau Mandingue. 0-0,10 m prof.
272 A Bafing Makana. Plateau Mandingue. 0,15-0,25 m prof.
162 Près de Bafoulabé. Plateau Mandingue septentrional. 0-0,15 m prof.
953 Au Sud de Moudéri. Région de Bakel. 0-0,15 m prof.

Cette étude aux rayons X, portant sur des glacis du secteur sud-soudanien[2], *n'a pas décelé de gibbsite ou de boehmite;* l'absence d'alumine libre est confirmée par l'analyse thermique différentielle. Mais dans le domaine guinéen elle peut apparaître. Ainsi un échantillon récolté sur le glacis de Tianguel Bori[3], au pied du Labé, montre de la gibbsite cristallisée en lame mince[4].

Par conséquent, le milieu bioclimatique aurait présenté dans les hauts bassins la même zonation que de nos jours lors des deux phases de cuirassement. L'altération latéritique ne s'est produite que dans les parties les plus arrosées, notamment au Fouta Djalon[5]. Mais le lessivage et la migration du fer ont été intenses et se sont prolongés pendant des périodes très longues, chacune s'étant étendue sur plusieurs dizaines de milliers d'années, peut-être même sur plus de cent mille ans. *Ce sont généralement des* ***cuirasses d'accumulation absolue****, c'est-à-dire formées par apport d'oxydes de fer dans le profil*[6].

Ainsi s'est effectuée, au cours du Quaternaire ancien et moyen, une « descente » généralisée du fer depuis les hauts bowé vers les niveaux plus récents, qui se traduit par une extension considérable des cuirasses dans le paysage: elles couvrent les bassins intérieurs du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue, bordent les entailles des grands cours d'eau, s'étalent largement dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie et apparaissent dans des régions plus

1. Ce minéral hérité résiste longtemps à l'altération ; cf. H. PAQUET, R. MAIGNIEN, G. MILLOT, 1961.
2. Ses caractères sont résumés dans la 1re partie, chap. II, D.
3. Voir ci-devant, paragr. 1 c.
4. Elle a aussi été déterminée aux rayons X ; *in* L. ALEXANDER, J. CADY, 1962, p. 30.
5. Cf. 2e partie, chap. I, B 2.
6. Cf. 2e partie, chap. II, A 1.

septentrionales, en plein domaine sahélien. *Par rapport aux niveaux indurés des surfaces d'aplanissement et du relief intermédiaire, ceux des glacis se caractérisent par leurs teneurs élevées en silice, leur nature uniquement ferrugineuse et l'absence totale de bauxitisation*[1].

La cuirasse et la carapace de ces glacis étagés masquent des ***formations meubles ou légèrement indurées,*** *souvent épaisses*[2]. *L'étude des coupes permet de reconnaître généralement deux parties : un niveau supérieur riche en éléments allochtones et un niveau inférieur formé d'altérites de la roche in situ. Le premier présente les caractères de nappes d'épandages :* des blocs, de taille variable, des graviers et gravillons se mélangent à du matériel fin ; les débris de roche sont toujours très peu usés. *L'épaisseur de cette formation semble être plus grande dans les hauts glacis.* A Tinkoto, les puits de recherche l'ont recoupée sur une quinzaine de mètres (fig. 88). Par contre, elle ne dépasse pas 8 m dans les moyens glacis de Ouassa (fig. 86) et n'atteint que 3-4 m dans ceux de Kossanto. Le contact avec les altérites est souvent très net. La taille des débris diminue généralement vers le haut. Ces dépôts détritiques constituent, en somme, des « stone-lines » très épaisses, au sens large du terme, enfouies sous des apports plus fins[3].

Les altérites de la partie inférieure du profil attestent l'ampleur de la décomposition des roches, liée à la présence de nappes phréatiques temporaires ou pérennes sous ces glacis cuirassés[4]. La fraction argileuse est constituée surtout de *kaolinite,* mais l'illite peut être présente en faible quantité (tableau 22, nos 786 et 792). La structure de la roche mère est souvent conservée vers la base du profil. *Ce niveau d'altérites est généralement très épais sur roches granitiques,* plus sensibles à l'altération biochimique que les schistes, les roches basiques et les grès. La roche saine se trouve parfois à plus de cinquante mètres de profondeur sous le haut glacis, comme le montrent les coupes de quatre sondages effectués près de Dioudou Konko au Sénégal oriental[5], qui se situe dans le secteur sud-soudanien (fig. 41). Le sondage le plus profond a été arrêté à 55 m dans une arène jaunâtre à feldspaths visibles, sans avoir atteint la roche saine ! Deux autres ont touché une granodiorite à amphiboles à 54 m et 48 m de profondeur[6]. Le dernier a rencontré à 40 m un gros filon de pyroxénolites.

Le **bas glacis** *se distingue des glacis plus anciens surtout par l'absence d'une cuirasse ferrugineuse continue et par la faible épaisseur des formations meubles masquant le substratum rocheux.* Des débris de cuirasse et des gravillons ferrugineux s'éparpillent souvent sur ses terrains sableux ou sablo-argileux, mais ils n'ont pas été recimentés. Ce n'est qu'en quelques rares endroits qu'apparaît à sa surface un cuirassement local, sous forme de plaques ferrugineuses ou d'un mince biseau de cuirasse à l'extrémité du glacis, au-dessus de l'entaille récente[7], comme près de Samékouta aux environs de Kédougou. Dans les domaines guinéen et sud-soudanien, qui connaissent une intense migration des sesquioxydes[8], le fer et le manganèse ont pu s'accumuler à faible profondeur, surtout par lessivage oblique ; mais l'induration reste généralement faible et ne dépasse pas le stade de la carapace, sauf dans certaines positions particulières[9].

Les coupes de bas glacis montrent que *le matériel meuble ou légèrement induré est avant tout d'origine détritique et de provenance allochtone. Il correspond aussi à des nappes d'épandages, mais plus minces que celles des glacis anciens.* Le niveau inférieur d'altérites est toujours peu épais et manque souvent dans les régions septentrionales, plus sèches. En beaucoup d'endroits la roche saine affleure en dalles ou pointe en d'innombrables chicots.

1. Cf. 3e partie, chap. I, B et chap. II, B 2 a.
2. Le cas de la corniche est du cap Manuel, où elles reposent directement sur la roche saine, constitue une exception.
3. Dans une mise au point, J. VOGT et P. L. VINCENT, 1966, critiquent à juste titre le terme « stone-line », puisqu'il réduit « à une ligne, à un liséré, une formation dont l'épaisseur est très variable » et suggèrent ensuite de le remplacer par une expression voisine de « corps de cailloutis enterrés ». Les caractères et les positions de ces « stones-lines » ont été étudiés surtout par des pédologues de l'O.R.S.T.O.M. au cours de ces dernières années dans diverses régions tropicales et équatoriales d'Afrique ; cf. notamment J. RIQUIER, 1969, et P. SÉGALEN, 1969.
4. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 d et 2e partie, chap. I, B 3 a.
5. Cf. J. GRAVESTEIJN, 1965.
6. Il s'agit d'un batholite de granite posttectonique birrimien ; cf. 1re partie, chap. I, A 2.
7. C'est un milieu oxydant très favorable à la précipitation des hydroxydes de fer.
8. Cf. 2e partie, chap. II, A 1.
9. Par exemple dans la dépression périphérique de Ouassa, juste en contrebas du moyens glacis.

La discontinuité du niveau d'altérites et l'absence d'un cuirassement généralisé permettent d'affirmer que depuis la formation du bas glacis les deux bassins-versants n'ont plus connu de période humide aussi longue que celles ayant conduit à l'induration des haut et moyen glacis et à la profonde décomposition de leur substrat rocheux. *Le façonnement du bas glacis se poursuit souvent de nos jours, puisque sa topographie n'est pas figée par une cuirasse*[1]. Ce glacis peut donc être qualifié de « fonctionnel » dans beaucoup de secteurs.

b. Le matériel des terrasses

Les lambeaux de terrasses, qui se raccordent aux différents glacis, sont toujours constitués de *dépôts grossiers, galets et graviers, cimentés par les oxydes de fer en* ***poudingue.*** La cimentation est généralement moins forte pour la basse terrasse ; parfois elle n'affecte qu'une partie du dépôt. En quelques endroits le matériel a été ensuite désagrégé, puis remanié par ruissellement, et les galets ou les fragments de poudingue s'éparpillent à la surface du sol.

Ces anciennes nappes alluviales sont composées essentiellement de ***grès****, sensu lato*[2]*, et de* ***quartz****, donc de roches très rebelles à l'altération biochimique ;* localement apparaissent des jaspes ou des cornéennes en assez grand nombre. Les galets de cuirasse ferrugineuse sont rares dans les dépôts des grandes rivières, plus abondants dans ceux des petits cours d'eau.

L'étude lithologique des galets a permis d'établir les « spectres pétrographiques » pour les principaux témoins de ces terrasses[3]. Leur comparaison est très instructive : elle permet d'apprécier l'importance respective du transport en long et des apports latéraux. Ces recherches ont porté principalement sur la moyenne Gambie, la Falémé et plusieurs de leurs affluents[4]. Elles montrent que ces *grands cours d'eau avaient alors une compétence élevée : ils déplaçaient des galets de 5 à 10 cm sur des dizaines, voire des centaines de kilomètres.* Le transport en long a été le plus important sur la Falémé, puisque dans le secteur de Kidira, situé à près de 350 km des contreforts septentrionaux du Fouta Djalon, ces dépôts contiennent encore environ 15 % de grès provenant de ce massif dans la classe de 4 à 6 cm ! Les apports latéraux de la « falaise » de Tambaoura sont négligeables, d'après l'étude des affluents de droite dans la région de Kéniéba. La taille moyenne des galets ne diminue que légèrement au cours de ce long trajet : pour la basse terrasse elle est de 5 à 6 cm à Kidira, contre 6 à 7 cm dans les environs de Satadougou, qui ne se trouve qu'à une trentaine de kilomètres du Fouta Djalon (pl. VI).

Même les petits cours d'eau charriaient des débris grossiers en grande quantité. Les travaux de recherches à *Tinkoto*[5] apportent des précisions sur l'importance du transport[6].

A l'extrémité du moyen glacis, situé à l'Ouest du campement (fig. 87), deux anciens puits d'orpaillage, curés et approfondis (P 10 et 105), ont atteint un niveau de galets épais de 2 m, sous plusieurs mètres de dépôts fins indurés par les oxydes de fer (fig. 52). De nombreux quartz d'origine filonienne se mêlent à des galets de cuirasse et à des gravillons ferrugineux ; certains atteignent une longueur de 15 cm. Dans le puits P 105, le plus profond, ils reposent sur des arènes et des formations limoneuses sans filons de quartz.

C'est la nappe alluviale de la moyenne terrasse du marigot qui longe le rebord du glacis. D'où proviennent ces galets de quartz ? Le petit cours d'eau prend naissance dans une zone de petits filons, situés à la bordure du granite intrusif (fig. 87). Or sur l'un d'eux, R. GIRAUDON (1961) a remarqué d'anciens travaux d'orpaillage : ce filon se trouve dans des argiles d'altération, à la limite du haut et du moyen glacis. D'après la position de ces filons, les quartz ont été transportés sur plus de 3 km lors de la phase d'entaille du haut glacis. Actuellement le lit du marigot est tapissé de sable d'arènes remaniées et de gravillons ferrugineux ; les

1. Cf. 6e partie, chap. II, 2 a.
2. Ce sont le plus souvent des grès quartzites.
3. Nous avons pris les classes dimensionnelles suivantes : longueurs 4-6 cm, 9-11 cm et éventuellement 14-16 cm.
4. P. MICHEL, 1959 a, 1962 d et 1963 b.
5. Cf. paragr. 1 b.
6. P. MICHEL, 1962 a.

quelques quartz éparpillés en surface ne représentent qu'un remaniement local de cette ancienne nappe graveleuse de la moyenne terrasse.

Quelle est l'*usure du matériel* de ces terrasses ? S'il est naturel que les alluvions des petits cours d'eau soient à peine façonnées par le transport, on est surpris par la faiblesse de l'usure des dépôts des grandes rivières. Nous avons calculé les indices d'émoussé[1] d'une quinzaine de lots de grès ou de quartz récoltés dans les moyenne et basse terrasses de la Falémé et de la Gambie (fig. 90). Pour l'indice E 1 les médianes sont comprises entre 100 et 180 ; le dernier décile se place entre 180 et 250. L'usure des grès et des quartz est semblable, peut-être légèrement plus faible pour ces derniers. Comme l'ont déjà montré les études sur d'autres rivières dans divers domaines morphoclimatiques[2], l'émoussé est acquis très vite après un transport de quelques kilomètres seulement. Ensuite il reste constant ou diminue même vers l'aval (fig. 90), soit par fragmentation des galets ou par apport massif de matériel frais ; ce dernier cas s'est produit notamment pour la basse terrasse de la Gambie[3].

Ces indices d'émoussé très bas reflètent les conditions hydrodynamiques de l'époque et fournissent des précisions sur le milieu paléoclimatique responsable de la mise en place de ces nappes de galets. Le matériel n'a sans doute été façonné que pendant une courte période de l'année, au cours de très grosses crues effectuant un transport par charriage en masse au fond du lit ; de tels déplacements par saccades successives usent peu les galets et peuvent, au contraire, les casser. N'est-ce pas là le régime que connaissent les *grands* ***oueds*** *des régions sèches* du globe[4] ? Entre ces crues brusques et violentes, les alluvions étaient probablement exposées à l'air et pouvaient se fragmenter.

Comment expliquer cette production énorme de débris grossiers qui alimentait les nappes alluviales au cours des périodes relativement sèches ? La thermoclastie pure semble bien incapable de fournir de telles quantités. Ne faudrait-il pas faire intervenir l'action du gel dans les parties hautes du Fouta Djalon où la Gambie et la Falémé ont leurs sources ? Comme le climat présentait alors un caractère beaucoup plus excessif que maintenant, cette hypothèse peut être prise en considération[5].

L'étude des terrasses confirme donc l'existence de périodes plus sèches, qu'indiquaient déjà les nappes d'épandages des glacis cuirassés. Aussi ce relief de glacis et terrasses étagés résulte-t-il d'une évolution complexe, qui jette quelques lumières sur la paléogéographie des deux bassins fluviaux au Quaternaire ancien et moyen.

3. LES PRINCIPALES PHASES DE LA MORPHOGENÈSE

L'influence des variations climatiques était déjà soupçonnée dans les premiers travaux géomorphologiques sur l'Afrique occidentale. Y. Urvoy (1942, p. 54-56) expliquait notamment le modelé entre Bamako et Siguiri, où s'étagent plusieurs glacis[6], par une alternance de périodes humides (H) et sèches (S). Ses études minutieuses du terrain dans cette région de placers aurifères lui avaient permis de distinguer des phases d'érosion, de remblaiement des vallées, d'altération latéritique et de formation de carapace ferrugineuse. Si ce travail de pionnier force l'admiration par la richesse et l'exactitude des observations, leur interprétation est souvent dépassée par les progrès des recherches pédologiques et géomorphologiques : ainsi

1. Cf. J. Tricart, R. Schaeffer, 1950, et A. Cailleux, J. Tricart, 1959. Les mesures ont porté sur des lots de 100 galets, d'une longueur de 4 à 6 cm
2. J. Tricart, 1958 a ; J. Tricart, H. Vogt, 1967.
3. Cf. paragr. B 2 b.
4. D'après A. Cailleux, J. Tricart, 1959 (tableau 41), les mesures d'émoussé de 19 lots de quartz (longueur 5 cm) prélevés dans les dépôts « d'eau courante en climat semi-aride » ont donné les résultats suivants pour l'indice E 1 : minimum 35, médiane 165, maximum 360.
5. Elle m'a été suggérée par S. Daveau. Auparavant, J. Tricart, 1956 a, p. 12, avait déjà écrit à propos du Fouta Djalon : « Le gel est totalement inconnu... Mais il suffirait d'un abaissement modéré des minima pour qu'il apparaisse. Le fait a pu se produire lors des périodes froides quaternaires. »
6. Cf. P. Pélissier, G. Rougerie, 1953.

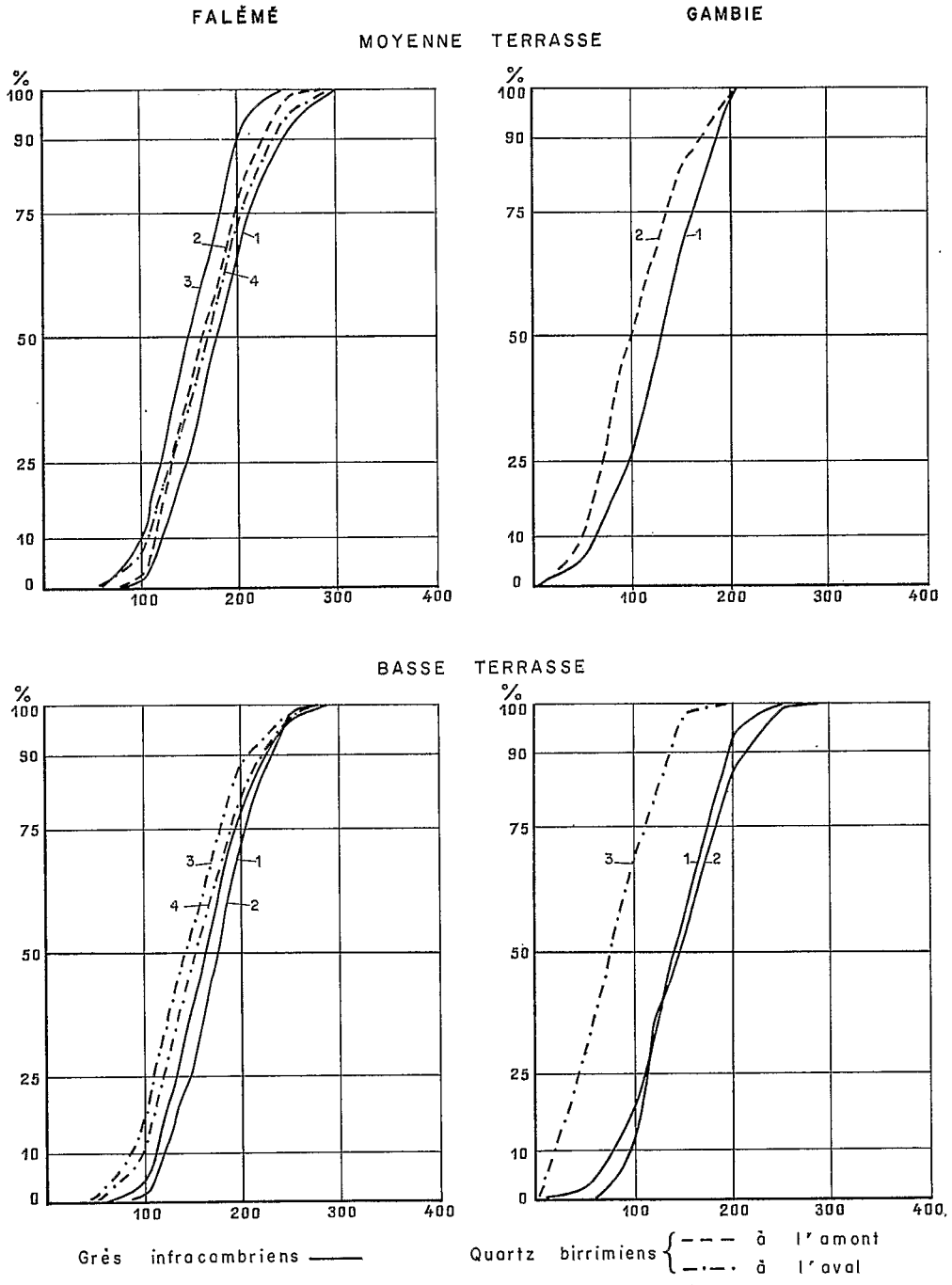


FIG. 90. — Galets des terrasses anciennes (long. 4-6 cm) de la Falémé et de la moyenne Gambie : indice d'émoussé E_1.

Moyenne terrasse

Falémé :
1. A 2 km à l'Ouest de Fadougou, région de Fékola (grès)
2. Même endroit (quartz)
3. A 3 km au Nord-Est de Satadougou (grès)
4. A 2 km à l'Ouest de Nayé, région de Kidira (quartz)

Gambie :
1. A 1 km au Nord de Kédougou (grès)
2. A 4 km au Nord–Nord-Ouest de Malapa, parc du Niokolo-Koba (quartz)

Basse terrasse

Falémé :
1. A 1 km au Nord–Nord-Ouest de Fékola (grès)
2. A 1 km au Nord-Est de Satadougou (grès)
3. A 3 km au Nord-Est de Sénoudébou (quartz)
4. Près de Kidira (quartz)

Gambie :
1. Près de Samékouta, région de Kédougou (grès)
2. A 5 km en amont de Bafoundou (grès)
3. A Siminti, parc du Niokolo-Koba (quartz)

le cuirassement ne s'est pas produit sous climat « subsaharien » et les vallées n'ont pas pu se creuser au cours d'une période humide.

Depuis ce premier essai de synthèse, des études locales donnent des indications sur les changements du milieu morphoclimatique. Dans son travail sur la région de Kéniéba, J. VOGT (1955 b) considère que les glacis ont été façonnés au cours de périodes sèches. F. TESSIER (1959) fait intervenir une oscillation climatique allant de l'humide à l'aride, puis au tropical saisonnier, pour expliquer la formation de la cuirasse gravillonnaire du cap Manuel à Dakar[1].

Les recherches à l'échelle des deux bassins-versants permettent de préciser les phases successives du façonnement des glacis. Ils se sont formés à partir de la surface d'érosion du Pliocène supérieur ou à partir de la base du relief intermédiaire, son équivalent des régions montagneuses[2] : dans les deux cas, une cuirasse protège des altérites souvent épaisses, faiblement indurées ou meubles, constituées pendant une longue période de climat tropical humide et de stabilité tectonique. *L'évolution du climat vers un type tropical sec, probablement au cours d'un léger soulèvement épeirogénique, a provoqué une rupture d'équilibre.* Ses effets se manifestent rapidement. L'érosion mécanique en surface prend le pas sur l'altération biochimique en profondeur. La végétation plus clairsemée ne peut empêcher le déblaiement de l'horizon superficiel meuble masquant la cuirasse. Puis l'ablation en surface réduit son épaisseur ; le chevelu hydrographique l'incise, l'entaille, la perce et la dissèque en d'innombrables fragments. L'évolution est amorcée.

L'entaille s'est poursuivie pendant une ***longue période à climat de tendance semi-aride,*** *caractérisé par un régime pluviométrique très irrégulier, à pluies fortes et brutales, mais de courte durée.* Le climat de cette « période sèche » devait ressembler au climat nord-sahélien caractérisé par des précipitations moyennes annuelles allant de 200 à 400 mm[3], mais les pluies étaient probablement plus violentes et plus espacées. Leur action érosive se trouvait donc accrue, d'autant plus que la végétation s'accommodait mal de cette irrégularité et ne pouvait subsister qu'en des endroits privilégiés, comme c'est le cas actuellement dans le domaine subdésertique, à précipitations inférieures à 200 mm. Sans doute ce climat a-t-il présenté de légères fluctuations dans le temps, mais nous ne sommes pas encore en mesure de saisir ses nuances ; dans l'espace, il devenait probablement plus aride vers les régions plus septentrionales. Au cours de cette phase de creusement, l'érosion d'abord linéaire est devenue progressivement aréale et s'est terminée par la mise en place de nappes d'épandages. Comment se déroulent ces différentes étapes ?

Le réseau hydrographique s'est enfoncé rapidement dans les altérites épaisses de la surface fini-pliocène. Les lambeaux de cuirasse, qui les couvraient encore, constituaient des bas plateaux aux versants concaves. Mais ce revêtement protecteur a été grignoté par fragmentation en surface et surtout par éboulement le long des corniches[4] ; aussi a-t-il fini par disparaître presque complètement puisqu'il n'en reste plus que quelques témoins.

Alors les formations meubles et fines des altérites ont dû être sillonnées par d'innombrables ravins, qui les transformaient en d'immenses bad-lands. Au cours du déblaiement de ce matériel, les entailles ont atteint la roche saine sous-jacente. Si elle n'opposait qu'une faible résistance à l'érosion linéaire — comme c'est le cas de l'argile ou des grès friables — le ravinement se poursuivait. Les versants raides des ravins se recoupaient et s'abaissaient ; ainsi *des surfaces planes, balayées par le ruissellement, s'étendaient progressivement en fonction du niveau de base local.* Mais les roches dures et compactes devaient être d'abord fragmentées ou désagrégées par actions mécaniques. Les filets d'eau se sont étalés à leur surface et le creusement linéaire s'est mué rapidement en érosion aréale.

C'est ce ruissellement diffus, par chenaux anastomosés, ou pelliculaire, en nappe mince (sheet-wash) — observé couramment dans le domaine semi-aride — qui a modelé

1. Voir notamment le « climatogramme », p. 124.
2. Cf. 3e partie, chap. II B.
3. Cf. 1re partie, chap. II, A 3.
4. Cf. 2e partie, chap. II, C 2.

la surface plane légèrement déclive du **haut glacis ;** des écoulements en nappe plus épaisse et turbulente (sheet-flood) ont pu se produire, notamment lors des très fortes averses[1]. Or ces ruissellements diffus ou en nappe sont capables de transporter des sables et de déplacer des graviers. Ils prennent en charge un matériel qui est à la limite de leur compétence[2] ; dès qu'elle diminue, les éléments les plus gros sont abandonnés. C'est pourquoi ils n'ont pu être transportés que sur une courte distance, quelques centaines de mètres, rarement plus d'un kilomètre.

Le glacis se raccordait à un *réseau d'oueds hiérarchisés* qui constituaient les niveaux de base locaux. A cause de l'ampleur des actions mécaniques, la charge des cours d'eau était élevée. *Ils charriaient alors beaucoup de galets.* Lorsque leur capacité de transport faiblissait, notamment par suite de la diminution de pente vers l'aval, une partie du matériel était abandonnée. Les dépôts successifs formèrent la nappe alluviale de la **haute terrasse.** Mais celle-ci a été érodée au cours des entailles ultérieures et il n'en subsiste plus que quelques témoins isolés[3].

La capacité de transport du ruissellement sur les glacis a dû faiblir peu à peu, puisque l'abaissement de la pente du glacis en fonction du niveau de base local, resté stable, modifiait le rapport puissance-charge. *Le matériel détritique n'atteignait plus les oueds, mais s'étalait sur le glacis en nappes d'épandages de plus en plus épaisses* (fig. 89, I a). Des petits blocs et surtout des graviers ferrugineux s'y trouvent emballés dans du matériel plus fin ; leur taille s'amenuise avec la diminution de pente du glacis vers l'aval. Cette accumulation importante, véritable remblaiement, fossilise le modelé d'érosion et ses aspérités. *Ainsi se développèrent de vastes glacis d'ennoyage,* à la surface très plane et régulière, sans le moindre chicot.

L'érosion linéaire et l'alluvionnement des cours d'eau, ainsi que la fragmentation des roches ou des anciennes cuirasses et les épandages de débris hétérométriques, se sont arrêtés progressivement lorsque ***le climat est redevenu plus humide ;*** un tapis végétal continu a couvert le sol, fixant le matériel détritique du glacis et protégeant les berges des rivières. Avant que la végétation ne devienne dense, un ruissellement pelliculaire parcourait sans doute les surfaces du glacis par intermittence, en saison des pluies, et assurait un colluvionnement limoneux local, tel qu'on peut l'observer de nos jours surtout dans les secteurs sud-sahélien et nord-soudanien[4]. C'est pendant cette phase de transition que se seraient déposées surtout les particules fines du sommet des nappes détritiques s'étalant sur le glacis (fig. 89, I a). Il faut, en outre, tenir compte de l'action des termites, très nombreux en milieu tropical sec : ils ont alors remonté à la surface des glacis du matériel fin prélevé dans les épandages antérieurs.

Lors du maximum d'humidité, le secteur sud-soudanien devait s'étendre jusqu'à la limite septentrionale du bassin du Sénégal et peut-être la dépasser. Les eaux ruisselées sur les flancs des reliefs s'infiltraient alors dans la partie amont du glacis et l'évolution s'effectuait en profondeur. Le recouvrement détritique à débris grossiers, bien perméable, favorisait la percolation de l'eau. Des nappes phréatiques permanentes imbibaient ces formations meubles. Les oxydes de fer migraient surtout par lessivage oblique, selon la pente du glacis, et précipitaient dans la zone de battement de la nappe ; la présence de fragments d'anciennes cuirasses (blocs ou gravillons) accéléraient le dépôt du fer et l'induration du matériel meuble[5]. Ainsi s'est formée progressivement *une* ***cuirasse*** *d'accumulation absolue dans la partie supérieure de la nappe détritique;* ce niveau s'amincit généralement vers l'amont (fig. 89, I b). En même temps *les galets de la nappe alluviale à l'extrémité du glacis ont été cimentés en* ***poudingue.***

A la base des nappes d'épandages ou des alluvions, les eaux infiltrées attaquaient

1. Cf. notamment H. Baulig, 1956, p. 42.
2. J. Tricart, A. Cailleux, 1961, p. 35-37.
3. Cf. paragr. B 1 a.
4. Cf. 6e partie, chap. II, 2 a et 4 b.
5. Cf. 2e partie, chap. II, A et B.

la roche saine par hydrolyse. *Le front d'**altération** s'abaissait progressivement* (fig. 89, I b), mais à cause de la résistance inégale des masses rocheuses il devenait de plus en plus sinueux, contrastant avec la topographie plane de la surface du glacis (fig. 46). L'absence d'alumine libre dans les altérites et cuirasses du Sénégal oriental indiquerait que le domaine guinéen n'englobait alors — comme maintenant — que l'extrémité méridionale des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie, c'est-à-dire le Fouta Djalon[1].

Après une longue période humide, ***le climat évolua à nouveau vers la sécheresse.*** Le cuirassement et la décomposition des roches ne s'effectuèrent plus qu'au ralenti. Une nouvelle phase de creusement commença. La nappe alluviale est alors entaillée en terrasse. La cuirasse vint en affleurement sur les glacis ; sa formation est désormais achevée et elle connaîtra l'ablation mécanique ou le lessivage. Après la dissection de ce revêtement protecteur, l'érosion déblaya aisément le matériel meuble des nappes d'épandages du haut glacis et les altérites sous-jacentes. Mais l'*importance du creusement dépendait de la profondeur de l'entaille du chevelu hydrographique ;* nous avons vu précédemment qu'à Tinkoto elle est restée modeste et la base de la nappe détritique n'y a pas été atteinte (fig. 89, II a). Le **moyen glacis** était façonné progressivement en fonction du niveau de base local. A la fin de cette phase d'érosion se produisirent des épandages, comme le montrent les coupes de ce glacis à Ouassa[2], et les cours d'eau déposèrent les alluvions graveleuses de la **moyenne terrasse.** De nombreux fragments de cette seconde nappe alluviale jalonnent encore les bordures des vallées ; ils permettent de préciser la dynamique fluviale de l'époque.

Les eaux de ruissellement étaient collectées par le réseau hydrographique hiérarchisé. Malgré la faible pluviométrie, les débits de pointe de crue étaient sans doute beaucoup plus importants que de nos jours, grâce au coefficient de ruissellement très élevé. Les petits cours d'eau de plaine, comme le marigot de Tinkoto, transportaient alors des galets d'une longueur de 15 cm sur une distance de plusieurs kilomètres[3]. Mais la surabondance de matériel grossier les obligea à alluvionner de plus en plus : une nappe de galets emplit progressivement l'entaille et se couvrit d'alluvions fines.

Par contre, *les grandes rivières dévalant des hauteurs du Fouta Djalon,* tels la Falémé, la Gambie et son affluent le Tiokoye, déployaient alors une grande activité érosive et *possédaient une **capacité de transport très élevée.*** Les pluies plus abondantes dans cette région montagneuse et la pente excessivement forte de leur cours supérieur[4], engendraient des crues brusques et violentes, caractéristiques d'un régime torrentiel. Leurs eaux turbulentes, chargées de débris servant d'abrasif, ont creusé des gorges profondes dans les ensembles de roches très résistantes, dolérites ou grès quartzites, en suivant fréquemment leur réseau de diaclases ou des lignes de failles. *L'énorme quantité de débris, venus des versants ou arrachés directement aux parois rocheuses et aux seuils, a nourri les nappes alluviales de la plaine. Les apports latéraux des petits affluents y étaient vite dilués dans cette masse de galets et le ruissellement des glacis amenait surtout des éléments fins, sable et limon.*

Lorsque les crues brutales de ces grandes rivières arrivèrent dans l'avant-pays du Fouta Djalon, elles eurent l'effet de véritables chasses d'eau entraînant de gros galets à des dizaines de kilomètres sur des pentes très faibles ; nous avons déjà indiqué qu'à cette époque la Falémé a transporté des galets de la taille de 4 à 6 cm sur plus de 300 km, alors qu'elle est actuellement incapable d'en déplacer sur plusieurs centaines de mètres[5]. La forte proportion des fines en suspension dans l'eau augmentait la densité et la viscosité du fluide. Ainsi le charriage des éléments de grande dimension se trouvait facilité[6]. *L'importance de la charge solide grossière se répercutait sur la forme des lits des grands cours d'eau : ils se divisaient en*

1. Cf. 1re partie, chap. II, D.
2. Cf. paragr. 1 a.
3. Cf. paragr. 2 b.
4. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 a.
5. Cf. 6e partie, chap. II, 2 b.
6. J. TRICART, 1961 b ; J. TRICART, H. VOGT, 1967.

chenaux anastomosés, *dont le tracé changeait fréquemment. C'est pourquoi la nappe alluviale de galets s'étalait sur une grande largeur.* Elle pouvait atteindre 2 km pour la Falémé et la moyenne Gambie alors que celle du lit mineur actuel ne dépasse guère 100 m.

Pendant la ***période humide suivante,*** *le lessivage oblique — surtout à partir du haut glacis — engendra le* ***cuirassement du moyen glacis,*** *pendant que l'****altération*** *biochimique reprit avec vigueur au toit des roches saines* (fig. 89, II b). L'épaisseur des altérites sous le glacis atteste la longue durée de cette deuxième période humide, qui se caractérise surtout, comme la précédente, par l'extension d'un climat tropical humide, de type sud-soudanien, à la majeure partie des deux bassins fluviaux. *Les galets de la nappe alluviale furent alors cimentés en* ***poudingue.*** Des quartz très fissurés ont été imprégnés par les oxydes de fer et ont pu se fragmenter ensuite ; c'est ce qui explique l'indice d'émoussé particulièrement faible de certains galets.

Au cours d'une ***nouvelle période sèche,*** l'érosion dégagea et entailla la cuirasse du moyen glacis et le poudingue de la moyenne terrasse. Le creusement dans les altérites s'est achevé par la formation du **bas glacis.** Les épandages y sont généralement beaucoup moins épais que sur les glacis antérieurs. L'accumulation d'oxydes de fer reste sporadique et ne s'observe que dans les régions méridionales, situées dans les domaines sud-soudanien et guinéen. De même les dépôts graveleux de la **basse terrasse** ne sont cimentés que dans ces régions humides. Bas glacis et basse terrasse, constitués surtout de matériel resté meuble, sont très vulnérables à l'érosion. Ils ont été entaillés par le réseau hydrographique lors d'une nouvelle phase de creusement linéaire[1] et dominent maintenant de 2 à 5 m le lit majeur des principales rivières.

L'alternance de périodes humides et sèches explique aussi l'importance du creusement au cours du Quaternaire. Celui-ci atteint une centaine de mètres en bordure de la vallée du Sénégal près de Maghama, dans le haut bassin du Gorgol et dans la dépression du Karakoro à la hauteur de la passe de Soufa (fig. 82) ; il se chiffre à environ 80 m à Tinkoto et Ouassa, dans les pays peu accidentés de la moyenne Gambie et la Falémé, mais peut dépasser 200 m pour des bassins intérieurs comme celui de la Kouréniaki dans les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon. *C'est la décomposition préalable des roches sur une grande épaisseur qui a permis l'entaille par les cours d'eau, élargie peu à peu par l'action du ruissellement.* Les glacis façonnés pendant les périodes sèches sont donc toujours des glacis d'érosion en roches tendres, même s'ils s'étendent sur des formations cristallines, puisqu'ils se sont développés surtout dans des arènes ou dans des argiles d'altération. Ces glacis cuirassés ne constituent-t-ils pas un type original de relief polygénique ? Certains caractères sont hérités de la morphogenèse en milieu subaride, d'autres de celle en milieu tropical humide[2].

4. COMPARAISONS ET CONCLUSION

Ce problème de la formation des glacis cuirassés en rapport avec les variations climatiques a été abordé au cours des quinze dernières années dans d'autres régions de l'Afrique tropicale par plusieurs géomorphologues, géologues et pédologues, qui travaillaient presque toujours séparément. Leurs descriptions et interprétations de ces niveaux rejoignent généralement les nôtres. Nous citerons brièvement les principaux résultats de certaines études faites dans les divers domaines morphoclimatiques tropicaux actuels de l'hémisphère nord, allant du subéquatorial au nord-sahélien.

1. Cf. 5e partie, chap. I, A 1.
2. Dans un article de caractère général, très suggestif, sur la « double surface d'aplanissement » dans les tropiques humides, J. Büdel, 1957, a montré qu'il existe une véritable dissociation entre l'attaque mécanique en surface et la décomposition biochimique en profondeur. Mais ce front d'altération ne peut pas être qualifié de *Einebnungsfläche* puisqu'il est très irrégulier. En outre, l'auteur ne mentionne guère la présence de cuirasse, élément essentiel du paysage de glacis étagés en Afrique occidentale.

Dans son étude consacrée à la *vallée moyenne du Niger*, J. TRICART (1965 c) distingue également deux glacis étagés recouverts de cuirasses, notamment dans la région de Ségou : un niveau supérieur, plus ou moins démantelé, et un niveau inférieur, un peu plus bas, relié au précédent par des pentes douces. La genèse de ces glacis est aussi expliquée par des oscillations climatiques importantes : « Il semble... que les conditions permettant la mise en place du matériel détritique cuirassé et celles qui ont présidé à sa consolidation soient exactement opposées. Les premières auraient été bien réalisées lors des périodes sèches, les secondes lors des périodes humides » (p. 97).

H. FAURE (1962 b) essaie de définir les séquences du cycle climatique au Quaternaire, en se basant sur ses recherches dans la partie nigérienne du *bassin du Tchad:* à l'altération et au cuirassement succède une phase d'érosion et de creusement lors du passage de l'humide à l'aride ; cette phase se termine par la formation de dunes. G. BOCQUIER et M. GAVAUD (1964) montrent la place qu'occupent les glacis cuirassés dans les massifs de bordure de la cuvette tchadienne au Niger oriental, où « les soulèvements successifs ont été à l'origine de plusieurs cycles d'érosion sous des climats variant de tropical à subaride » (p. 49). M. GAVAUD (1967 b) précise ensuite que dans les domaines soudanien et sahélien du *Niger central et occidental* subsistent des lambeaux étagés de deux glacis pétrifiés par des cuirasses ferrugineuses ; « elles cimentent un niveau souvent détritique, aboutissant à des formations à galets dans les grandes vallées, ce qui suggère une hydraulicité fort différente de l'actuelle » (p. 24). En contrebas s'étendent des glacis concrétionnés ou nus, encore fonctionnels, qu'on peut paralléliser avec le bas glacis.

Plus à l'Est, dans la *province équatoriale de la République du Soudan* H. FÖLSTER (1964) étudie les formations de certains glacis, partiellement indurées par les oxydes de fer. Les conditions bioclimatiques y sont comparables à celles du Sénégal oriental, puisque les précipitations annuelles s'échelonnent de 960 à 1 459 mm du Nord au Sud (fig. 10). La surface primitive du glacis, développée dans les roches ou dans leurs altérites, est recouverte d'une nappe détritique épaisse de 0,30 à 3 m ; elle comprend à la base une stone-line de fragments de cuirasse et de quartz, puis des gravillons ferrugineux dans du matériel fin, brun-rouge *(Pedimentschutt)*. L'auteur conclut à une alternance de phases de pédimentation avec épandages de matériel hétérométrique, sous climat plus sec que l'actuel, et de périodes de pédogenèse caractérisées à la fois par l'altération des roches et le cuirassement *(Krustenbildung)*.

H. FÖLSTER (1969 a et b) fait ensuite des observations analogues sur les glacis de diverses régions du *Nigeria* occidental, qui se trouve dans le domaine subéquatorial. L'évolution morphoclimatique de cette province ressemblerait à celle qu'ont connue les régions plus septentrionales. H. ROHDENBURG (1969) tire les mêmes conclusions de ses récentes recherches géomorphologiques et pédologiques dans le Sud-Est du Nigeria.

W. BRÜCKNER (1955) avait remarqué auparavant la présence de couches de pierraille dans les niveaux cuirassés du *Ghana méridional*. Son interprétation des coupes fait intervenir plusieurs oscillations climatiques, allant de l'humide à l'aride. S'il est exagéré de voir dans le pavage de cailloutis le résultat de phases désertiques[1], l'influence des changements du milieu bioclimatique sur la morphogenèse est manifeste. Ce chercheur a décelé pour le Quaternaire trois « cycles de latéritisation », comprenant chacun des phases d'érosion mécanique, d'altération et de cuirassement ; mais le dernier cycle n'est pas achevé puisque les dépôts récents n'ont pas été cimentés par les oxydes de fer. Ainsi l'évolution de cette partie du Ghana présente beaucoup d'analogies avec celle des bassins du Sénégal et de la Gambie, où le troisième glacis n'est pas cuirassé.

Par contre, G. ROUGERIE (1961) attribue la formation des glacis emboîtés de la *Guinée orientale* uniquement à des « dynamiques de savane ». Ils s'étagent généralement en trois niveaux, les deux premiers étant cuirassés, mais les dénivellations d'un glacis à l'autre peuvent

1. L'aspect brillant de certains cailloux ne résulte pas, à notre avis, d'un polissage éolien mais serait plutôt la marque d'une action chimique.

être faibles, de l'ordre de quelques mètres[1]. Peut-être dans cette région, située près de la limite de la zone forestière, les variations climatiques étaient-elles atténuées. Cependant J. VOGT (1960) signale la présence d'une terrasse de galets sur la haute Diou, dans la région de Beyla étudiée par G. ROUGERIE, et y voit le témoignage d'une période plus sèche caractérisée par une végétation peu dense.

J. VOGT (1956 a, 1959 a) avait déjà montré l'existence de glacis et de terrasses anciennes le long des vallées de la *Moyenne-Côte d'Ivoire*, identiques à ceux de la Falémé dans la région de Kéniéba. Il distinguait alors un haut glacis cuirassé se rattachant à une haute terrasse et un bas glacis avec une basse terrasse. J. VOGT (1959 b) identifie ensuite sur l'Alibori, dans le *Nord-Dahomey*, des lambeaux d'alluvions plus anciennes et attribue maintenant les graviers de haute terrasse, décrits en Côte d'Ivoire, à la nappe alluviale de la moyenne terrasse. J. VOGT (1962) retrouve le même système de glacis et terrasses étagés sur la *moyenne Bagoé*, une des deux branches supérieures du Bani, le grand affluent de droite du Niger. Ses recherches géomorphologiques dans diverses régions d'Afrique occidentale amènent J. Vogt (1967 a) à critiquer à juste titre l'hypothèse émise par O. DAVIES (1964) d'un « télescopage » des terrasses fluviales vers l'intérieur du continent sur les cours moyens et à insister sur la « remarquable continuité de l'étagement des formes et formations » (p. 25).

Ainsi S. DAVEAU, M. LAMOTTE et G. ROUGERIE (1962) donnent des descriptions détaillées des glacis cuirassés s'étendant au pied des chaînes birrimiennes de la *Haute-Volta* occidentale, région intérieure par excellence (fig. 1). Les récentes études pédologiques, qui couvrent l'ensemble de ce pays, montrent l'extension de plusieurs niveaux et soulignent leur importance dans le modelé et leur rôle dans la pédogenèse. B. KALOGA (1966 b) identifie l'existence de trois glacis étagés dans les bassins des Volta Blanche et Rouge. Le haut et le moyen glacis ont été découpés en buttes tabulaires. Les cuirasses du moyen glacis se sont formées « en milieu ferrugineux tropical et non en milieu ferrallitique » (p. 49), comme c'est le cas dans la majeure partie des bassins du Sénégal et de la Gambie. La discontinuité entre les apports et les horizons d'altération est marquée par une stone-line de cailloux de quartz. Selon J. C. LEPRUN (1969), ces deux glacis cuirassés s'étagent le long de l'escarpement de grès paléozoïques près de la frontière occidentale, mais se rejoignent vers la vallée du Sourou, probablement à la suite d'une certaine subsidence.

R. BOULET (1970) distingue également trois glacis en Haute-Volta septentrionale. Les deux plus anciens sont cuirassés ; ils se dissocient à la fois par leur cote relative et par le faciès de leur cuirasse. Le plus élevé est couvert d'une cuirasse fortement conglomératique, avec des galets ferrugineux de 2 à 10 cm. La cuirasse inférieure contient moins d'éléments détritiques et ils sont de taille plus petite. L'étagement de ces glacis cuirassés est surtout net en régions granitiques ; ailleurs les deux niveaux se fondent souvent en un glacis polygénique. B. KALOGA (1969) et R. BOULET (1970) mettent en évidence que les sols épais et différenciés se localisent sur le bas glacis, encore fonctionnel, qui s'est développé aux dépens des niveaux cuirassés[2]. Sa surface recoupe soit le manteau de produits kaoliniques, hérité des anciennes périodes d'altération, soit des matériaux frais, lorsqu'elle a atteint le front d'altération. Dans le premier cas le glacis porte des sols ferrugineux lessivés, dans le second, des sols à argiles montmorillonitiques (vertisols, sols bruns eutrophes, solonetz).

Les travaux en cours au *Cameroun septentrional* mettent aussi l'accent sur les variations climatiques pour expliquer le modelé des glacis emboîtés se raccordant à d'importantes formations alluviales. J. HERVIEU (1967) définit deux « cycles climato-sédimentaires quaternaires » dans les Monts Mandara et à leur périphérie. P. FRITSCH (1969) reconnaît l'existence de deux glacis-terrasses cuirassés et d'un glacis plus récent sur le piémont septentrional de l'Adamaoua, dans la région de Kontcha, et les compare à ceux des bassins du Sénégal et de

1. Notons que cette étude ne donne pas de coupes des niveaux cuirassés ni surtout des formations meubles sous-jacentes. Nous ignorons donc s'il existe des nappes détritiques sous les glacis, ce qui nous paraît être un point capital à élucider pour comprendre la morphogenèse.
2. Il en est ainsi sur les formations du socle birrimien ou du Paléozoïque au Sénégal oriental ; cf. 2e partie, chap. III, B 3 b.

la Gambie. Des galets aménagés d'une Pebble-Culture sont recueillis par J. HERVIEU (1969) près de Kontcha sous la dalle de poudingue d'une des terrasses anciennes. Cette découverte constitue un jalon important pour déterminer l'âge approximatif de la mise en place de cette nappe alluviale par « épandages de type semi-aride, correspondant à des crues très brutales et une érosion très violente du cadre montagneux » (P. FRITSCH).

Le système de glacis et terrasses étagés, façonnés au cours du Quaternaire ancien et moyen, marque donc partout les paysages de l'Afrique tropicale au Nord de l'équateur. Les plus anciens sont toujours cuirassés. La disposition de ces cuirasses ferrugineuses en marches d'escalier atteste la discontinuité de leur genèse dans le temps. Si le climat ne s'était pas modifié à plusieurs reprises, le cuirassement aurait été continu dans la zone tropicale humide, surtout du fait que le soulèvement épeirogénique et le creusement, son corollaire, sont des phénomènes lents. Or dans les bassins du Sénégal et de la Gambie, comme ailleurs, les paysages montrent presque toujours un étagement très net des glacis cuirassés. On peut en déduire que les accumulations d'oxydes de fer ne se sont produites qu'à certaines étapes de l'enfoncement du réseau hydrographique, lors de périodes humides prolongées engendrant une altération chimique profonde et la migration des éléments en solution, mais arrêtant l'érosion linéaire et aréale ; le creusement reprenait au début de la nouvelle période sèche. Cependant le long de la vallée inférieure du Sénégal, ainsi que dans certains secteurs de la Haute-Volta, les deux niveaux de cuirasse se rejoignent en un glacis polygénique. Celui-ci ne peut être nullement pris comme témoin d'une stabilité climatique pendant le Quaternaire ; il indique soit une tendance à la subsidence, soit une extrême faiblesse de l'érosion, principalement à cause de facteurs lithologiques.

Pour expliquer cette alternance de grandes périodes humides et sèches pendant le Quaternaire ancien et moyen, il faut admettre que le climat était alors beaucoup plus uniforme que de nos jours d'une région à l'autre, aussi bien à l'intérieur des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie que dans toute l'Afrique tropicale au Nord de l'équateur. La zonation actuelle, allant du domaine guinéen au nord-sahélien dans les deux bassins fluviaux[1], n'existait pas pendant les périodes humides. Le **climat soudanien** connut alors une grande extension. Sans doute présentait-il quelques nuances : il devait être de caractère nord-soudanien dans les régions les plus septentrionales où les cuirasses sont minces et ont été souvent érodées ; de caractère sud-soudanien dans les autres régions, où les glacis anciens sont figés par des cuirasses épaisses recouvrant des altérites profondes. Lors des périodes sèches, un **climat de caractère semi-aride** se manifestait sur toute l'étendue des bassins du Sénégal et de la Gambie pendant de longues durées. *Il se serait avancé jusque dans les régions subéquatoriales du Ghana et du Nigeria occidental.*

Chaque grande période humide semble correspondre dans la zone tropicale, stricto sensu, *à une série de displuviaux, définis par* E. A. BERNARD (1962) dans son interprétation de la théorie astronomique des phases climatiques du Quaternaire en Afrique. Le displuvial présente un régime pluviométrique contrasté avec des pluies très abondantes en été et une sécheresse hivernale prolongée. Ce sont bien là les caractères du climat sud-soudanien[1]. La zone subéquatoriale aurait connu alors une succession de displuviaux et d'isopluviaux, au cours desquels la répartition des pluies était plus régulière. Chaque grande période sèche se marque par des « aridifications », qui se sont manifestées d'une façon simultanée en zones tropicale et subéquatoriale. Elles se seraient produites pendant les périodes glaciaires des hautes latitudes alors que les pluviaux de l'Afrique tropicale, à pluies de convection, correspondraient toujours à des périodes interglaciaires ou à des interstades.

La formation des glacis cuirassés et des terrasses à poudingue s'accorde bien avec l'interprétation de E. A. BERNARD *qui montre clairement l'importance des fluctuations climatiques pendant le Quaternaire et la durée très longue de certaines d'entre elles :* ainsi de 500 000 à 380 000 ans, la zone tropicale de l'hémisphère nord aurait connu une suite d'aridifications qui n'ont été séparées par aucun pluvial. Pour pouvoir insérer les périodes de façonnement

1. Cf. 1re partie, chap. II D.
1. Cf. 1re partie, chap. II, A 3, 4 et 5.

des divers glacis dans l'échelle chronologique du Quaternaire et pour connaître l'âge approximatif des alluvionnements des cours d'eau, il faudrait trouver des pièces d'industries préhistoriques *in situ*, soit dans les anciennes nappes d'épandages ou à l'intérieur des cuirasses, soit dans les dépôts graveleux des terrasses. Hélas, la récolte d'objets en place est encore excessivement rare, comme nous le verrons dans les paragraphes suivants. D'autre part, le raccordement du système de glacis et de terrasses avec les formations quaternaires des régions littorales s'avère délicat, puisque l'étagement des niveaux cuirassés disparaît en bordure de la basse vallée du Sénégal et vers l'embouchure de la Gambie.

Le développement des divers glacis est très inégal à l'intérieur des bassins-versants de ces deux fleuves. Dans certaines régions subsistent encore de vastes étendues du haut glacis ; dans d'autres secteurs, le moyen glacis s'est largement développé aux dépens du haut glacis. Ailleurs quelques rares témoins de ces glacis cuirassés dominent le bas glacis se déroulant à perte de vue. La répartition des lambeaux de terrasses graveleuses est aussi très variable d'un cours d'eau à l'autre.

B. LEUR EXTENSION A L'ÉCHELLE RÉGIONALE

La survivance des glacis anciens dépend avant tout de trois facteurs :

— la résistance à l'altération du substrat rocheux ;
— le domaine bioclimatique dans lequel ils se situent ;
— leur position dans le bassin-versant.

Si la roche a été très peu décomposée, l'érosion pendant la période sèche n'y a guère eu de prise. La cuirasse ferrugineuse étant plus épaisse dans les régions humides, elle a assuré une protection très efficace du modelé qu'elle fossilise. Enfin l'érosion régressive n'a pas toujours atteint les cours supérieurs des deux fleuves et n'a même pas touché certains de leurs affluents. C'est pourquoi *les haut et moyen glacis s'étendent encore largement dans la partie méridionale des hauts bassins*, la plus arrosée et la plus accidentée à cause de la prédominance de roches dures.

1. LES GLACIS CUIRASSÉS ET LEURS TERRASSES

Ces glacis s'allongent en contrebas de reliefs constitués de roches plus résistantes, qui portent souvent des lambeaux du revêtement latéritique des anciennes surfaces d'aplanissement (fig. 83). Mais lorsqu'une érosion importante s'est produite après leur cuirassement, ils ont été morcelés en plusieurs lanières de plateaux ou en une série de buttes, présentant des profils très caractéristiques à cause de leur sommet plat légèrement déclive ; ces glacis perchés s'élèvent à quelques dizaines de mètres au-dessus des surfaces planes ou mollement ondulées (fig. 55 a). Des poudingues à ciment ferrugineux, très compacts, se rattachent en plusieurs endroits aux glacis cuirassés. Ces restes d'anciennes terrasses dominent très nettement le sommet des alluvions plus récentes ou le niveau du bas glacis ; la dénivellation est toujours supérieure à une dizaine de mètres.

a. Le haut glacis et la haute terrasse

Le ***haut glacis*** s'étale largement dans les contreforts du *Fouta Djalon* et s'insinue jusqu'au cœur du massif le long des grands axes du réseau hydrographique[1]. Il borde par

1. P. MICHEL, 1958.

endroits l'entaille de la haute Gambie, notamment entre Niakaya et Nianou, mais se développe surtout le long de ses principaux affluents de gauche, la Silamé, la Kouloufi et la Liti (pl. III). On le trouve aussi en bordure du Bafing dans sa traversée de la partie orientale du Fouta Djalon. Ce niveau cuirassé occupe de vastes espaces des bassins supérieurs de la Kannta et du Tiokoye dans les contreforts septentrionaux du massif (pl. IV). Il connaît de même une grande extension dans le *Plateau Mandingue méridional* où il se développe en contrebas des massifs résiduels protégés par le revêtement latéritique de la surface éocène ou du relief intermédiaire (pl. V). Ce glacis subsiste intégralement dans les hauts bassins de la Naria et de l'Oulounkoli[1], les deux branches supérieures du Balinn, et leur confère une topographie absolument plane et rigide. Par endroits sa cuirasse est masquée par un dépôt superficiel de limons jaunes ou d'argile grise, piquetée de termitières en champignons. Les rivières principales y ont entaillé leur lit mineur de deux à trois mètres, mais leurs petits affluents n'ont réussi à l'inciser que de quelques décimètres. Sa surface se situe généralement entre les cotes 350 et 500 m dans ces régions montagneuses du Plateau Mandingue et du Fouta Djalon.

Par contre dans les *pays de la Falémé et de la moyenne Gambie*, où prédominent les roches sensibles à l'altération biochimique, le haut glacis a été fortement disséqué par l'érosion ultérieure. Il se réduit maintenant à des lambeaux plus ou moins festonnés, de dimensions variables. Ces tables ferrugineuses très faiblement inclinées, ressemblant par leurs formes à des mesas basaltiques, se dressent souvent à proximité des cours d'eau ; elles dominent ainsi le lit majeur de la Falémé ou le bas glacis par un escarpement de 30 à 40 m, aussi bien dans les environs de Fékola (fig. 91 et 110 b) que dans la région de Gourbassi (fig. 92). L'évolution géomorphologique ultérieure, marquée par deux phases de creusement, a donc abouti à une inversion de relief caractéristique, grâce à l'induration plus forte dans la partie aval du glacis. D'autres fragments jalonnent les lignes de partage des eaux des diverses branches du chevelu hydrographique, comme à Tinkoto (fig. 87) ou dans la « boucle » de la Gambie au Nord-Ouest de Kédougou (fig. 153) ; là, une bande limitée par un talus monoclinal sépare le bassin du Samali des petits cours coulant en sens opposé. Les restes de ce glacis sont encore étendus dans certains secteurs méridionaux, par exemple à l'Est des Monts Bassari de part et d'autre de la Diarha[2]. Mais leur taille et aussi leur nombre diminuent en allant vers le Nord. Leur altitude absolue est nettement plus faible que dans le Fouta Djalon et le Plateau Mandingue ; elle varie entre 130 et 250 m dans les divers secteurs des pays de la Falémé et de la moyenne Gambie. Ce niveau ferrugineux butait contre la « falaise » de Tambaoura ; le glacis a certainement entamé la base de cet escarpement, lui conférant ainsi un profil beaucoup plus raide que celui du relief intermédiaire à la fin du Pliocène (fig. 76).

Dans les *régions plus septentrionales* ne subsistent plus que des témoins très isolés du haut glacis sur les formations paléozoïques, généralement siliceuses et très pauvres en fer. L'un d'eux se situe à une vingtaine de kilomètres au Nord de Yélimané, entre Madina et Lawinatt (pl. VII). La butte est couverte d'une cuirasse gravillonnaire, épaisse de 2 à 3 m ; elle se fragmente en gros blocs qui s'éboulent le long de la corniche. L'induration a été favorisée dans ce cas par les épandages de débris d'anciennes cuirasses. Les environs d'Aniétir, à une dizaine de kilomètres à l'Ouest de l'Assaba, fournissent un autre exemple : près des grandes buttes à revêtement ferrugineux de la surface pliocène[3], une butte moins haute, mais de forme également tabulaire, porte une cuirasse conglomératique formant des corniches de 2 à 3 m ; les blocs émoussés qu'elle contient mesurent jusqu'à 50 cm de long. De même à Hassi Sidi existerait un second niveau cuirassé, en contrebas des deux témoins de la surface pliocène[4]. Mais ailleurs le niveau d'accumulation de fer était sans doute très mince, peut-être même discontinu. Ainsi dans la région de Bakel, les sommets de certaines buttes de quartzite sont jonchés de débris d'une croûte ferrugineuse contenant des gravillons de quartz ; des morceaux

1. P. MICHEL, 1960 a.
2. P. MICHEL, 1963 b ; cf. notamment la fig. 3
3. Cf. 3e partie, chap. II, B 2 b.
4. D'après R. LILLE, renseignement oral ; cf. aussi P. AUDRY, 1961, p. 30-31.

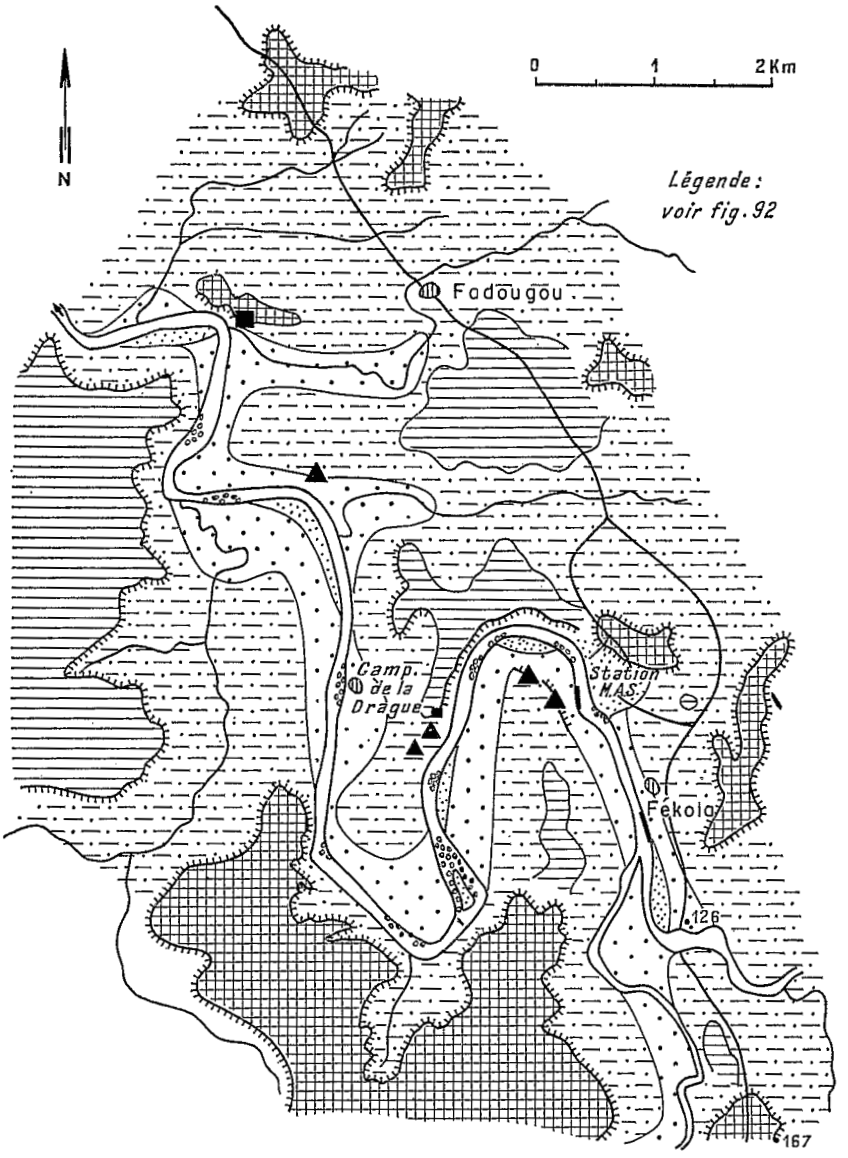
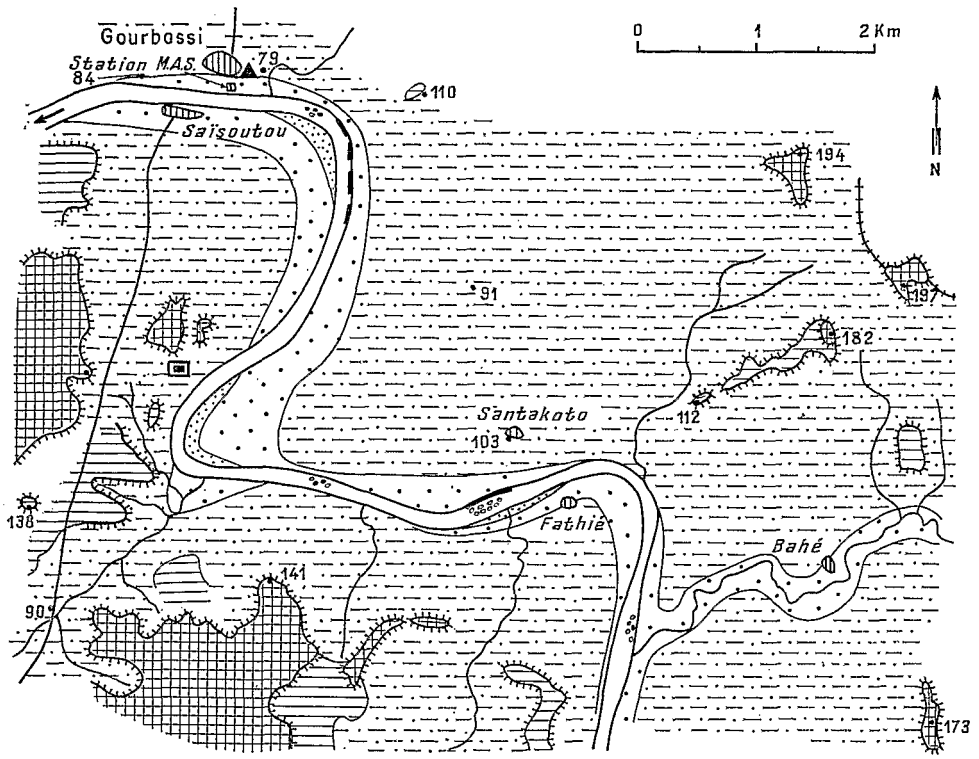


FIG. 91. — Croquis géomorphologique de la vallée de la Falémé en amont de Satadougou.

s'éparpillent sur leurs versants. Il s'agit probablement de la cimentation d'une mince nappe d'épandage, car la nature uniquement siliceuse et la dureté de la roche se sont opposées à une altération profonde et à un cuirassement épais.

Si le haut glacis n'existe plus guère sur les formations paléozoïques, il s'étale encore largement sur les grès du Continental terminal à l'Ouest et au Sud-Ouest de Bakel (fig. 93). Incliné légèrement vers l'Ouest, ce niveau forme le revers d'une cuesta, dont le front s'élève jusqu'à une trentaine de mètres au-dessus des schistes de la série de Bakel ou des pélites du « Falémien » (fig. 156). Ces grès assez friables, mais peu sensibles à l'altération biochimique et relativement riches en fer, sont propices à la formation d'un glacis et à son cuirassement, qui a permis ensuite la conservation de ce niveau. L'induration par les oxydes de fer y est profonde. Mais la cuirasse, *sensu stricto*, est souvent démantelée et la carapace est déjà très attaquée sur la corniche de la cuesta.



LÉGENDE

- Haut glacis cuirassé
- Moyen glacis cuirassé
- Bas glacis
- Premier remblai
- Deuxième remblai
- Escarpement, talus
- Crête rocheuse
- 79 Point coté
- Haute terrasse
- Moyenne terrasse
- Basse terrasse
- Graviers sous berge
- Banc de galets
- Terrasses érodées
- Remaniements successifs
- Piste

La grandeur du signe indique l'importance de la terrasse.

FIG. 92. — Croquis géomorphologique de la vallée de la Falémé dans les environs de Gourbassi.

Le long de la vallée du Sénégal en aval de Bakel, ce glacis recoupe aussi les grès du Continental terminal ou ceux de l'Éocène. Mais il a été fortement disséqué en fonction du niveau de base régional tout proche. Le niveau a complètement disparu sur la rive droite du fleuve jusqu'à la hauteur de Maghama, mis à part deux petites buttes près de Louguéré. Il subsiste par contre sur la rive gauche dans les environs d'Aouré, sous forme de grandes buttes et plateaux festonnés, tel celui d'Aïré Sioul (feuille Sélibabi) ; leur surface tabulaire est couverte de débris de cuirasse. La butte de Dao, juste à l'aval du grand coude du fleuve près de Maghama, est un lambeau de ce même glacis (fig. 73 B) ; un second fragment, plus petit, se dresse au milieu des alluvions récentes. D'autres s'égrènent en bordure de la vallée dans la région de Matam, aussi bien côté sénégalais que mauritanien, telles les buttes d'Aéré Kanel (fig. 73 A), de Garli,

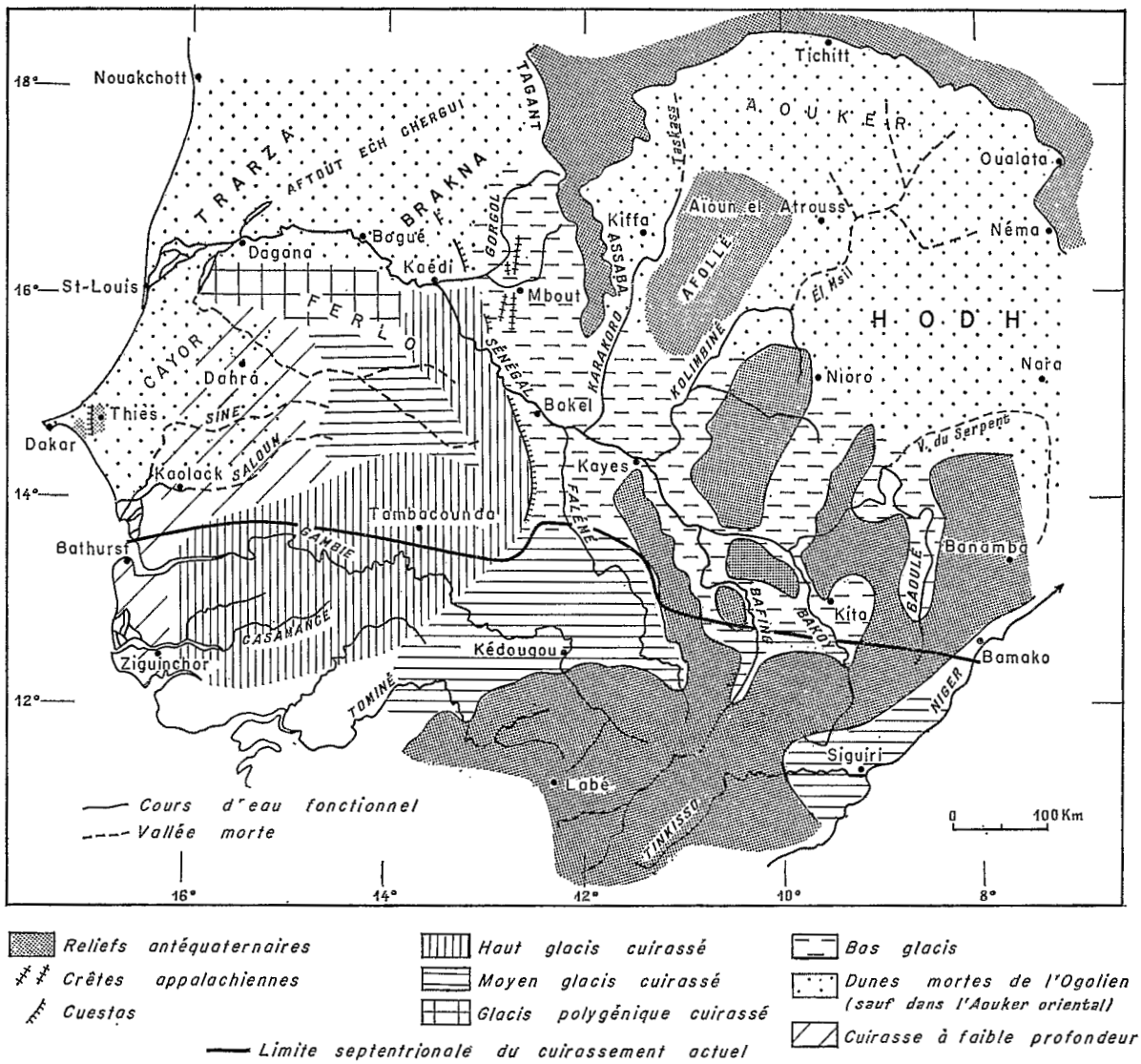


FIG. 93. — Héritages de la morphogenèse au Quaternaire. Prédominance régionale des types de modelé.

d'Ourosogui et de Ndouloum Adji (feuille Matam) ; leur cuirasse est généralement fragmentée en gros blocs. Les derniers restes du haut glacis dans les environs de Kaédi s'étendent en contrebas des témoins de la surface pliocène, notamment autour de Mbidane Alambé (feuille Kaédi). Ils ne sont fossilisés que par une croûte ferrugineuse, riche en gravillons de quartz, incapable d'assurer une protection efficace[1] ; aussi ont-ils disparu à la lisière méridionale de la vallée du Gorgol (fig. 98). Le niveau général du glacis s'abaisse de 130 m, près de la basse Falémé, à 50 m dans les régions de Matam et de Kaédi.

La ***haute terrasse*** a été détruite par les creusements ultérieurs du réseau hydrographique. Au cours de nos recherches nous n'avons vu qu'un témoin sur la Falémé près de Gourbassi[2] et un autre sur un petit affluent du Bakoy à Ségouma. La terrasse de la Falémé se situe devant un petit plateau tabulaire, qui est un fragment du haut glacis (fig. 92), et

1. Elle se distingue facilement de l'épaisse cuirasse qui coiffe les témoins de la surface pliocène ; cf. 3e partie, chap. II, B 2 b.
2. P. MICHEL, 1959 a.

domine des restes du moyen glacis ; elle s'élève à une quarantaine de mètres au-dessus des berges du lit actuel (fig. 94). C'est un poudingue de quartz à ciment ferrugineux très dur ; les galets ont une longueur moyenne de 4 cm. En étudiant la moyenne Gambie nous avons remarqué à deux endroits des colluvions qui proviendraient du démantèlement de cet ancien dépôt alluvial cimenté par les oxydes de fer.

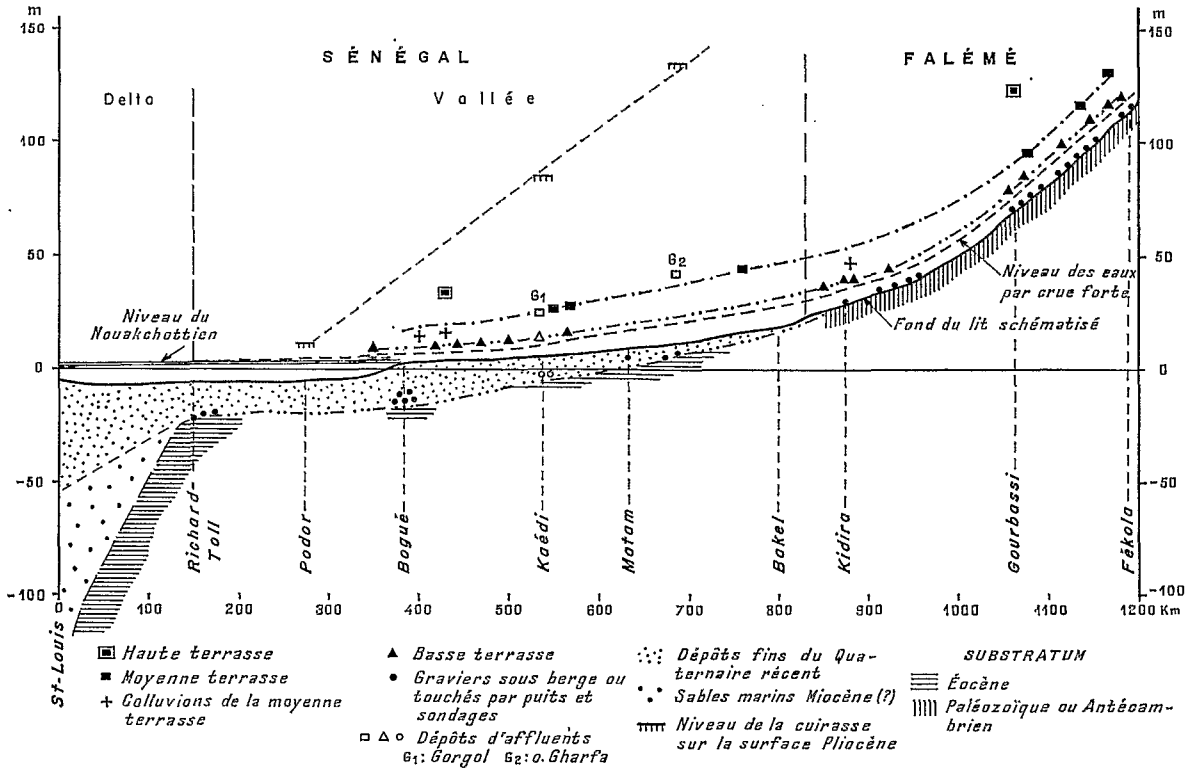


FIG. 94. — Position des dépôts graveleux inactuels le long de la Falémé et du Sénégal, en aval du confluent.

Quelques traces de la haute terrasse subsistent, en outre, dans les bassins du Gorgol et du Sénégal inférieur. A l'Ouest du Gorgol Blanc, sur la partie haute du versant de la colline Gourfal s'éparpillent des galets de quartz bien émoussés (fig. 73 C) ; ce dépôt remanié marquerait une première étape de l'entaille de la surface pliocène. Près de la limite de la basse vallée du Sénégal, le puits de Louguéré Diabi, situé à 28 km au Sud–Sud-Ouest de Haéré Lao, a vraisemblablement traversé la nappe de la haute terrasse (fig. 94) ; le niveau de galets se trouve à la cote 36 m et une couche de sable de 2-3 m d'épaisseur le recouvre ; il repose sur les grès du Continental terminal[1]. Ce matériel comprend surtout des quartz du socle birrimien ou du Paléozoïque plissé, des jaspes du Cambrien inférieur et quelques grès siliceux ressemblant à ceux de l'Infracambrien[2]. La présence de ces grès montre l'importance du transport en long à cette époque, puisqu'ils proviennent soit du Plateau Mandingue, soit des contreforts septentrionaux du Fouta Djalon. Le puits de Boké Goumi se situerait aussi sur la haute terrasse puisqu'il a recoupé des dépôts graveleux de 0 à 4 m, entre les altitudes 30 et 35 m[3]. La position de ces deux puits indique que le fleuve coulait alors à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de sa vallée actuelle (feuille Podor).

1. D'après la coupe que le puisatier du Service de l'hydraulique m'a communiquée.
2. Détermination confirmée par J. P. BASSOT.
3. R. DÉGALLIER, 1962 ; P. ELOUARD, 1959, p. 150 ; j'ai visité les lieux en 1959 et trouvé dans les déblais des galets de jaspes, quartz et quartzites.

Cette nappe graveleuse du Sénégal et de ses affluents n'est donc connue que par quelques reliques, nettement perchées par rapport aux alluvions récentes, beaucoup plus fines, de ces cours d'eau. Quand s'est-elle mise en place ? Nous n'avons pas d'indication sur son âge ; le matériel n'a livré aucune pièce taillée. Vu le petit nombre de témoins, cela eût été un heureux hasard d'en trouver une.

Le haut glacis, protégé par sa cuirasse, est par contre beaucoup plus étendu et les coupes étudiées y sont plus nombreuses. A quelle époque du Quaternaire a été façonné ce niveau qui s'est développé surtout aux dépens du relief intermédiaire et de la surface d'érosion, formés au Pliocène ? Quand s'est produit son cuirassement ? Aucun reste d'industrie préhistorique n'a pu être récolté jusqu'à présent, ni dans les horizons supérieurs indurés par le fer, ni dans les formations meubles sous-jacentes, mises en place par colluvionnement. Nous ne disposons donc d'aucun moyen pour dater, ne serait-ce que d'une façon très approximative, cette importante phase de la morphogenèse.

Les récentes datations par la méthode Argon/Potassium des coulées volcaniques des Mamelles à l'extrémité de la presqu'île du Cap-Vert constituent un premier jalon pour l'établissement d'une chronologie du Quaternaire inférieur sénégalais : l'âge de la coulée de dolérite est de 820 000 ± 100 000 ans B.P., celui d'une des coulées de basanite atteint 1 080 000 ± 200 000 ans B.P. (L. HÉBRARD, H. FAURE, P. ELOUARD, 1969). Ainsi la cuirasse sous-jacente s'est formée il y a plus d'un million d'années ; elle a été dégagée des horizons superficiels meubles et peut-être déformée avant les épanchements volcaniques. Mais nous avons déjà indiqué[1] que cette cuirasse recouvre probablement un très haut glacis.

La formation du *haut glacis* dont nous venons de montrer l'extension dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, serait donc plus récente. Mais *son façonnement et son cuirassement paraissent être antérieurs à la première occupation humaine de ces régions de l'Ouest africain,* du moins selon l'état actuel des recherches[2].

Il est probable que des témoins d'un très haut glacis subsistent non seulement sur la côte près de Dakar, mais aussi dans certaines régions intérieures. Peut-être quelques fragments du niveau cuirassé entre 400 et 500 m dans les régions montagneuses du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue correspondent-ils à un très haut glacis ; ce serait notamment le cas de ceux qui se raccordent directement à des versants en pente douce du relief intermédiaire (fig. 83). Certains lambeaux du haut glacis près de la moyenne Falémé, dans la région de Gourbassi, se situent entre les altitudes 130 et 145 m, d'autres entre 170 et 200 m (fig. 92) ; ces derniers pourraient être considérés comme des restes d'un très haut glacis, qui se serait étendu vers la Falémé. Les rares témoins du relief intermédiaire se trouvent perchés plus haut, généralement entre 250 et 300 m dans ce secteur (pl. VI). La publication récente par l'I.G.N. de la carte au 1/50 000, couvrant une partie du Sénégal oriental, permettra de faire des études détaillées en différents endroits des pays de la Falémé et de la moyenne Gambie pour savoir si un très haut glacis s'individualise nettement par rapport au haut glacis[3].

b. Le niveau du moyen glacis

Ce nouveau glacis s'est développé par érosion différentielle dans les formations ameublies par l'altération biochimique, lorsque le creusement des cours a été vigoureux. Ainsi dans les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon il apparaît dans les pélites cambriennes du bassin de la Kouréniaki, cours supérieur de la Koulountou, mais n'a pu se former dans le bassin supérieur du Tiokoye, à cause de l'absence d'érosion linéaire (pl. IV) ; pourtant le substrat rocheux reste le même[4]. *Ce niveau n'existe guère dans les régions centrale et orientale*

1. Cf. paragr. A 1 c.
2. Peut-être une prospection détaillée de certains sites par des préhistoriens permettrait-elle d'y trouver des pièces d'une « Pebble-Culture ».
3. Rappelons que cette carte a été établie jusqu'à présent pour les feuilles Bakel, Dalafi et Kossanto. Ses courbes de niveau ont une équidistance de 20 m et des points cotés permettent de connaître l'altitude exacte de certains glacis.
4. Cf. la coupe géologique dans l'étude régionale (fig. 146 B).

du Fouta Djalon (pl. III) puisque le massif est constitué essentiellement de roches dures et n'a été que peu atteint par l'érosion régressive du réseau hydrographique. Le moyen glacis *s'étend par contre largement dans le Plateau Mandingue méridional,* surtout de part et d'autre de la vallée du Bafing (pl. V) et le long de certains affluents comme le Balé ou le Waé[1] ; mais dans la partie septentrionale il a presque toujours été détruit par l'érosion ultérieure.

Le moyen glacis occupe encore de vastes superficies dans les ***pays de la Falémé et de la moyenne Gambie*** (fig. 93). L'épaisseur et la dureté de la cuirasse ferrugineuse, protégeant des roches profondément altérées, expliquent la survivance de ce modelé (fig. 55 a). Le niveau cuirassé s'allonge au pied des reliefs résiduels : de part et d'autre des Monts Bassari (fig. 66) et à l'Est des hauteurs de la boucle de la Gambie (fig. 153), où sa surface s'incline en pente douce jusqu'à proximité du fleuve dans la région de Kédougou (fig. 96). La cuirasse s'épaissit le long du rebord de ces tables monoclinales et se termine souvent par un talus raide. A l'amont elle forme une pseudo-cuesta, s'élevant parfois à plusieurs dizaines de mètres au-dessus de la dépression périphérique creusée au pied des petits massifs ou des inselbergs (fig. 55 c). Les nombreux ruisseaux qui dévalent des Monts Bassari se regroupent dans la dépression en quelques marigots ; ceux-ci entaillent le moyen glacis par des percées conséquentes en forme d'entonnoir (fig. 66). Des fragments de taille variable de ce niveau s'égrènent le long du cours inférieur du Tiokoye, qui coule dans des formations généralement plus tendres que celles traversées par la Diarha. Ils dominent aussi en beaucoup d'endroits la vallée de la Falémé ou celles de ses affluents (fig. 91 et 92). Nous avons déjà vu en détail[2] l'extension de ce glacis dans les secteurs de Tinkoto et de Ouassa, choisis comme exemples (fig. 85 à 88).

Dans ces pays fortement cuirassés par les oxydes de fer, le moyen glacis *peut se subdiviser localement en deux niveaux* très proches l'un de l'autre. Il existe de beaux exemples dans la région de Ouassa. En voici un :

Au Nord-Est du campement s'élèvent plusieurs buttes, formées de métabasites et disposées en arc de cercle[3]. Après la traversée d'une grande dépression périphérique, que de petits fragments du haut glacis dominent d'une quarantaine de mètres, on monte par un talus de 15 à 20 m sur le moyen glacis (fig. 95). La carapace affleure à la corniche de la pseudo-cuesta. La surface plane du glacis présente d'abord une pente très faible. Puis on passe par une marche d'escalier de 1 à 1,5 m à une surface nettement plus inclinée, couverte d'un revêtement ferrugineux qui montre de nombreuses aspérités ; des blocs de cuirasse, provenant de l'érosion du niveau supérieur, gisent par-ci, par-là. Le niveau inférieur s'étend jusqu'au lit d'un petit marigot qui suit l'axe déprimé du glacis. Il coule sur la nouvelle cuirasse avant de l'entailler.

On peut résumer le *processus de dégradation* comme suit : la cuirasse et la carapace primaires du glacis ont été fragmentées et partiellement érodées ; mais par l'action du ruissellement diffus, chargé de solutions ferrugineuses venant de la partie haute, s'est constituée rapidement une cuirasse secondaire, moins épaisse semble-t-il ; elle recimente des débris de l'ancienne cuirasse. Ainsi le niveau originel du glacis s'est abaissé légèrement, mais il n'y a pas eu individualisation d'une nouvelle entité géomorphologique.

Nous avons dénommé « moyen glacis dégradé » ce niveau inférieur à cuirasse secondaire (fig. 95). Il apparaît aussi dans la partie septentrionale du glacis s'allongeant au Nord-Ouest de la montagne de Ouassa (fig. 85) ; le puits Pg 33 se situe près de l'amorce du niveau inférieur[4], alors que Pg 34 a traversé sa cuirasse dont l'épaisseur n'est que 0,65 m (fig. 52). Des fragments de ce niveau subsistent encore dans le secteur de Tinkoto au Nord et à l'Ouest des inselbergs (fig. 87) ; ils dominent les terrains meubles du bas glacis.

Le rôle de la lithologie est particulièrement net dans les ***régions plus septentrionales*** *de la basse Falémé et de Bakel.* L'érosion a déblayé de grands alvéoles dans le haut glacis sur les grès argileux du Continental terminal ; certains atteignent le front de la cuesta.

1. Nous l'examinerons plus en détail dans l'étude régionale ; cf. 6e partie, chap. I, 2 a.
2. Cf. paragr. A 1 a et b.
3. P. MICHEL, 1960 d ; cf. notamment la pl. IV en hors texte.
4. P. MICHEL, 1962 a ; la pl. XVIII donne la coupe du glacis.

Le cuirassement du nouveau glacis est plus faible et semble discontinu ; la carapace y affleure par endroits et subit une forte désagrégation, comme le montrent les coupes de petites carrières sur le revers de la cuesta près de la piste Goudiri-Bakel. Mais le moyen glacis y subsiste intégralement. Par contre, sur les séries paléozoïques, à prédominance de schistes, pélites, jaspes et quartzites, il a presque partout disparu. Quelques croupes aplaties portent des dalles de grès ferrugineux ou de conglomérat à débris de quartz filonien dans la vaste dépression au pied de la cuesta. Des fragments isolés du moyen glacis existent dans le bassin de la Kolinbiné[1], notamment à l'Est de Lawinatt sur la ligne de partage des eaux entre le Térékolé et la branche nord, le Wadou, ainsi qu'au bord sud-ouest de la dépression du Djéli Mahé (pl. VII). Leur cuirasse est moins épaisse que celle du haut glacis (0,50 à 1 m) et renferme des grains de quartz ou des fragments anguleux de jaspes. Des restes de ce niveau s'observent en outre dans le bassin inférieur de l'oued Gharfa près de Tacheur, au Nord–Nord-Est de Maghama.

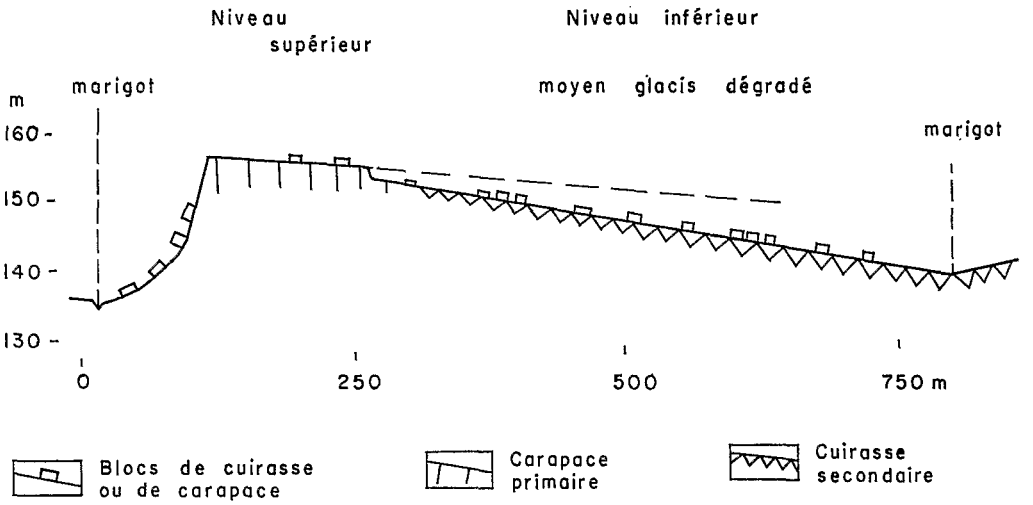


FIG. 95. — Dégradation du moyen glacis au Nord de Ouassa (Sénégal oriental).

Des témoins du moyen glacis jalonnent encore la vallée du Sénégal dans sa traversée des formations du Tertiaire. Juste en aval de Maghama, la butte de Dao présente à mi-hauteur un petit replat (fig. 73 B), correspondant à un niveau de grès ferruginisé[2]. Des croupes convexes recouvertes d'une cuirasse compacte riche en grains de quartz apparaissent par endroits sur la rive gauche en bordure de la vallée, notamment près de Boko Saboudo, à l'Ouest de Tilogne et autour de Tikité, près de Ngoui (feuilles Matam et Kaédi). Plus à l'aval, sur la rive droite au Nord de Touldé Boussodé, s'allonge un bas plateau jonché de débris de cuirasse conglomératique ou compacte et précédé de plusieurs petites buttes (feuille Podor). Enfin la tamourt Diélouar sur l'oued Savalel est bordée à l'Est par un niveau cuirassé[3], qui semble être un fragment de ce glacis (feuille Kaédi).

c. Les témoins de la moyenne terrasse

Cette terrasse est présente dans la plupart des bassins-versants. Ses lambeaux de poudingue se rattachent à la cuirasse du moyen glacis ou se trouvent isolés par l'érosion ultérieure. Leur étude permet de connaître l'importance du transport en long sur les principales rivières.

1. P. MICHEL, 1960 b.
2. *Cf.* l'étude de la lame mince à l'Annexe 2.
3. M. GAVAUD, 1960, p. 96-97.

Examinons d'abord le ***bassin de la Gambie.*** Si cette terrasse n'apparaît guère sur les cours d'eau à l'intérieur du Fouta Djalon, elle est par contre très développée à leur sortie du massif. J. SAGATZKY (1948) avait déjà observé, au cours de ses reconnaissances géologiques, des « terrasses anciennes latéritisées » dans la boucle de la Gambie entre Kédougou et Wouroli[1], mais leur position n'est pas précisée. Les recherches géomorphologiques dans le cadre de la prospection minière pour diamant nous ont permis de les étudier en détail[2].

Lorsqu'on quitte les contreforts du Fouta Djalon, la moyenne terrasse de la Gambie est visible près d'Étato où le poudingue contient des blocs de grès roulés[3], puis elle est très étendue dans les *environs immédiats de Kédougou*[4]. Une partie de l'agglomération est construite sur cette terrasse (fig. 96) ; plusieurs puits l'ont traversée avant d'être arrêtés dans les schistes altérés du Birrimien. La formation graveleuse semble atteindre une épaisseur de 10 à 15 m ! A 1 km au Nord de la localité, un petit affluent entaille le rebord de la terrasse : le marigot a dégagé la partie supérieure du poudingue, bien induré, sur 4 à 5 m. A cet endroit les galets ont en moyenne 6 à 9 cm de long ; les plus grands atteignent 15 à 16 cm. Les grès quartzites infracambriens, venant des contreforts du Fouta Djalon, prédominent nettement dans ce secteur ; leur nombre varie de 87 à 99 % selon les tailles des galets. Ils ont souvent une forme de parallélépipède aux arêtes émoussées, reflétant encore le débit de la roche. Leur usure reste donc modeste (fig. 90). Ces galets sont généralement entourés d'une patine brun foncé[5]. Le poudingue se rattache directement à la cuirasse ferrugineuse du moyen glacis (fig. 110 a) ; on accède à sa surface plane et dénudée par une marche d'escalier haute de 1,5 à 2 m. On trouve encore des restes moins importants de cette ancienne nappe alluviale à quelques kilomètres en aval : entre Samékouta et Silakounda, sur la rive gauche, et vers Laminia, à l'Est du fleuve (fig. 96).

Après la grande boucle du fleuve, *des lambeaux de moyenne terrasse subsistent en plusieurs endroits en aval de Wouroli*[6] ; le poudingue à ciment ferrugineux domine généralement le bas glacis sableux. Les galets de quartz deviennent de plus en plus abondants. Ainsi le fragment de terrasse situé à 15 km à l'Ouest de Bangaré ne contient plus que 8 % de grès infracambriens, contre 84 % de quartz dans la dimension 4 à 6 cm. La modification du spectre pétrographique de l'ancienne nappe alluviale s'explique par la prise en charge de matériel local et d'apport latéral. Le transit de galets d'origine lointaine était donc peu important. L'étude minéralogique des essais de diamant confirme la faiblesse du transport en long sur le cours moyen de la Gambie : par exemple la chromite apparaît juste à l'aval de la traversée des métabasites de Mako ; d'autre part une légère augmentation des traces d'or semble liée aux apports d'un affluent de rive gauche[7].

Quelques témoins de cette terrasse ont été conservés aussi sur certains affluents de la moyenne Gambie. Nous en avons rencontré plusieurs au cours d'une étude de l'alluvionnement du Tiokoye inférieur[8]. L'examen de leur matériel montre l'importance du déplacement : les débris de quartz provenant de l'érosion du socle birrimien ont éré charriés jusqu'au confluent sur une distance de plusieurs dizaines de kilomètres. Cette capacité de transport élevée est directement liée au profil en long du talweg : au débouché des contreforts du Fouta Djalon, la rivière descend d'environ 200 m sur un parcours de 1,5 km (fig. 97), soit une pente de 133 °/₀₀ ! Des sills de dolérite très épais y ont bloqué l'érosion régressive de la rivière. Cette pente excessivement forte a imprimé aux crues un caractère de chasse d'eau.

Voyons maintenant la répartition de la moyenne terrasse dans le ***bassin du Sénégal.***

1. Pour le Parc national du Niokolo-Koba, nous adoptons la toponymie de M. CISSÉ et M. CONDAMIN, 1969.
2. P. MICHEL, 1959 a, 1963 b.
3. R. GUESDON, 1964, p. 27.
4. P. MICHEL, 1959 a, p. 5 et Annexe A.
5. En examinant le conglomérat on remarque que la patine reste parfois collée au ciment alors que le corps du galet a disparu, probablement par désagrégation granulaire.
6. P. MICHEL, 1959 a, p. 6 ; cf. notamment la pl. II.
7. B. TAGINI, 1959, p. 86-87.
8. P. MICHEL, 1963 b.

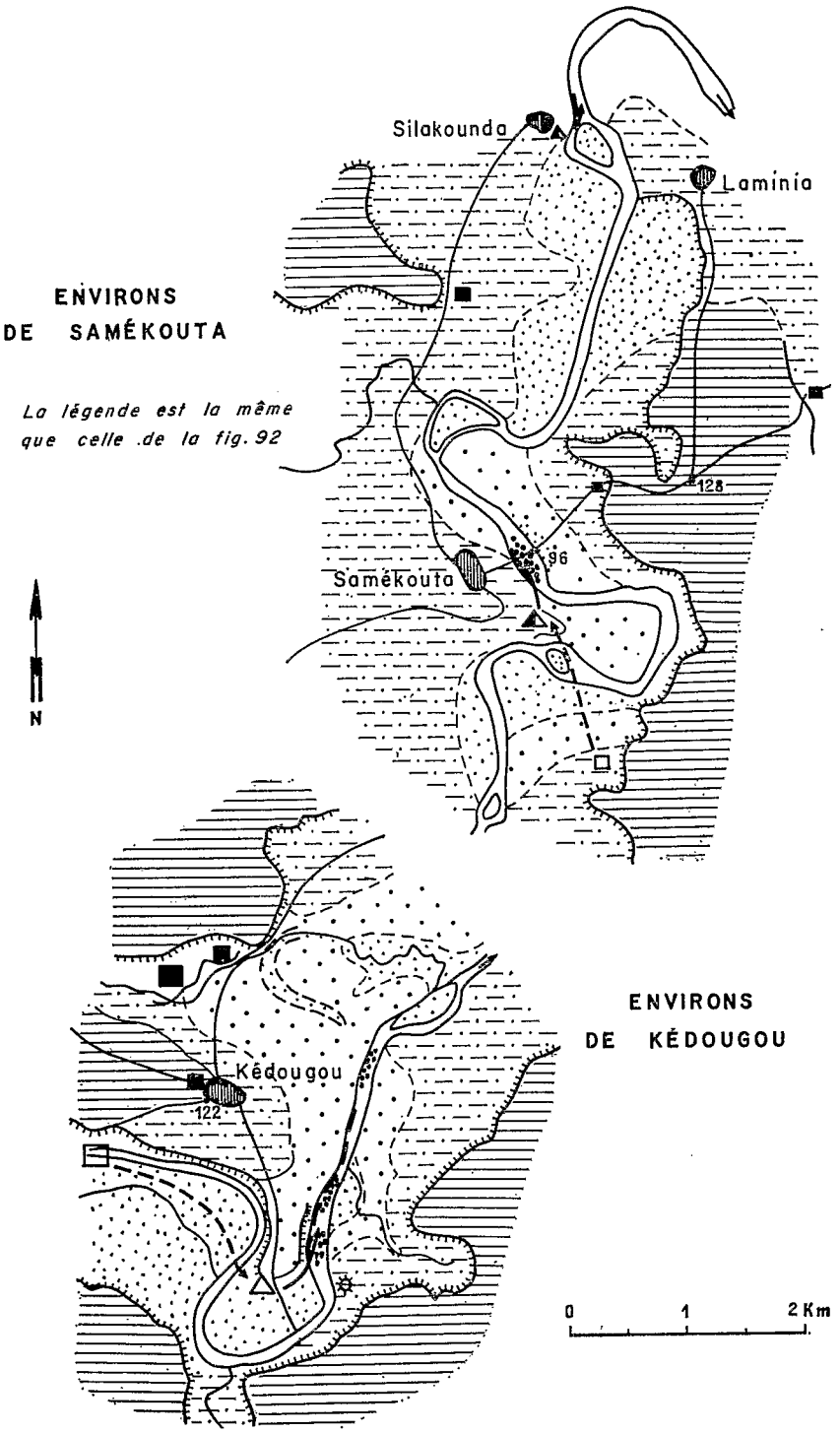


FIG. 96. — Croquis géomorphologique de la vallée de la moyenne Gambie dans le secteur Kédougou-Samékouta.

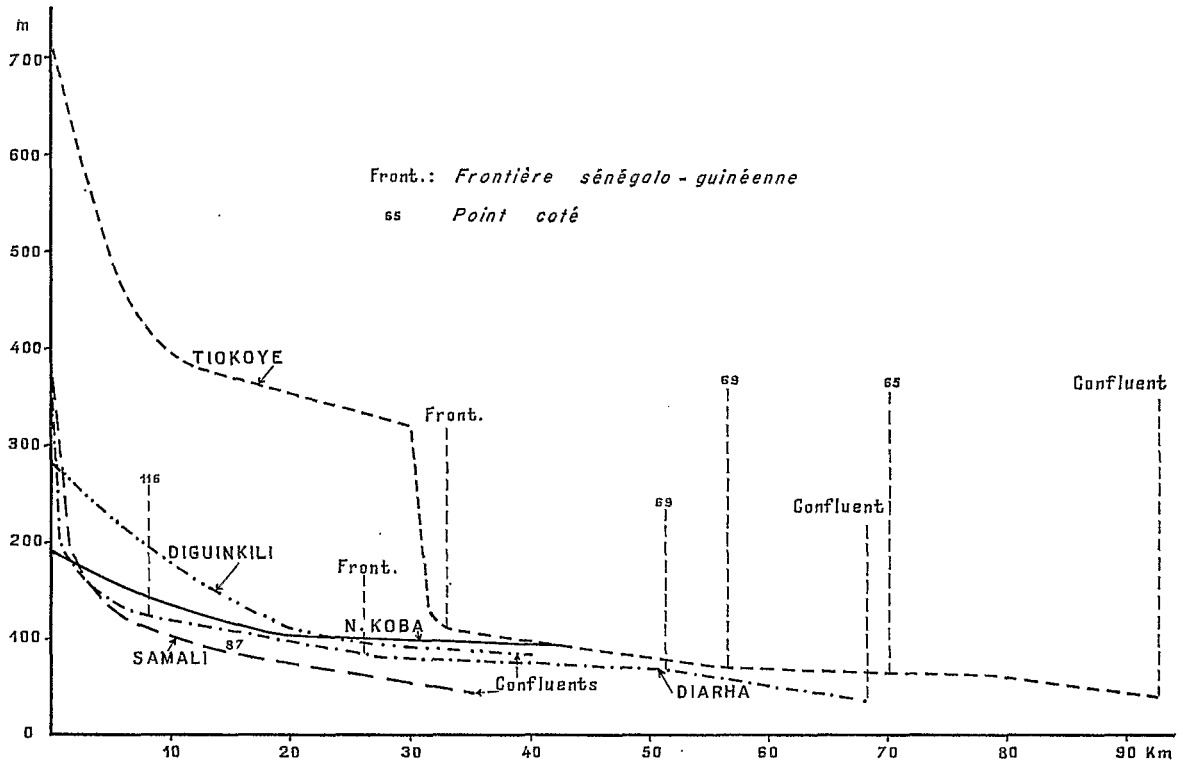


FIG. 97. — Profils en long de certains affluents de la Gambie et de la Falémé : Tiokoye, Diarha, Samali, Niokolo-Koba, Diguinkili (d'après les cartes topographiques au 1/200 000).

Des fragments de cette ancienne nappe alluviale jalonnent la Falémé, depuis sa sortie du Fouta Djalon jusqu'à son confluent[1]. Il en existe notamment dans la région de Fékola-Fadougou (fig. 91), aux environs de Satadougou et près de Samé, à 15 km en amont de Gourbassi (fig. 94). En certains endroits il ne reste plus que des colluvions ; ainsi près de Nayé, à 5 km au Sud-Ouest de Kidira, quelques blocs de poudingue s'éparpillent au milieu de galets. Comme sur la Gambie, cette nappe alluviale est composée surtout de grès quartzites infracambriens à proximité des contreforts du Fouta Djalon ; si leur taille est semblable, l'usure est un peu plus prononcée (fig. 90). Le pourcentage des galets de quartz croît aussi vers l'aval, mais celui des grès quartzites diminue moins vite que sur la Gambie. Cette différence des spectres pétrographiques de la terrasse — alors que les deux cours d'eau traversent les mêmes formations géologiques — résulte d'un transport en long plus important pour la Falémé, sans doute grâce à des débits de pointes de crue nettement plus forts. Sur un de ses affluents de rive gauche, le Diguinkili (pl. VI), nous avons remarqué des restes de cette terrasse en plusieurs endroits entre Kossanto et le confluent[2]. Mais le cheminement des galets, qui peuvent atteindre une longueur de 15 cm, a sûrement été moins long que sur le Tiokoye inférieur, puisque la pente de son profil en long est plus faible (fig. 97).

La moyenne terrasse est aussi présente dans les bassins des affluents de droite du Sénégal : Kolinbiné, Karakoro, Gorgol et oued Gharfa. Dans celui de la Kolinbiné elle apparaît le long des ruisseaux dévalant du massif de dolérites au Nord-Est de Yélimané (pl. VII). Nous l'avons étudiée[3] sur le petit cours d'eau qui coule entre l'éperon du Mamana Guidé et la grande butte d'Ari Guidé. Un cône de déjection s'étale au pied des escarpements de dolérites. Il passe

1. P. MICHEL, 1959 a, p. 11-12 et Annexe B.
2. P. MICHEL, 1962 d.
3. P. MICHEL, 1960 b.

progressivement à une terrasse. La nappe de galets atteint par endroits 3,50 m d'épaisseur et se compose d'éléments peu usés et mal classés : boules de dolérite altérée, dalles de grès quartzite, débris de cornéenne et graviers ferrugineux. Comme ce matériel est peu cimenté, il a été souvent étalé en colluvions. Des fragments de cette terrasse existent sur le Karakoro à Kouroudjel, situé à 40 km au Sud de Kiffa (pl. I), près du confluent des deux branches principales constituant la rivière[1]. Le poudingue est découpé en grandes dalles ; ce dépôt est composé essentiellement de jaspes[2], cimentés par un grès ferrugineux dur.

Une série de lambeaux de la moyenne terrasse s'égrènent le long de la vallée inférieure du Gorgol, creusée dans les grès de l'Éocène et du Continental terminal (feuille Kaédi). Ils forment des petits mamelons parsemés de galets et graviers, au sommet aplati avec des versants convexes parfois raides (fig. 98), qui s'élèvent à 7-8 m au-dessus du lit majeur actuel et dominent le bas glacis[3]. Ces croupes sont nombreuses à proximité de El-Kseïba, près de Mafondou et dans les alentours de Séyène. Voici la coupe d'un petit sondage effectué dans l'une d'elles à 300 m au Sud du village Mafondou :

0,00-0,30 m graviers mélangés à du sable gris-brun
0,30-0,90 galets et graviers dans une matrice de sable rouge
0,90-1,25 poudingue à ciment ferrugineux

(La base de l'ancienne nappe alluviale n'a pas été atteinte.)

Les galets, généralement couverts d'une patine, ont une longueur moyenne de 5 à 6 cm. Parmi eux les quartz prédominent nettement, comme le montre les comptages pétrographiques faits en différents endroits (tableau 23). Ces quartz présentent une belle usure (fig. 99), contrastant avec celle, très faible, des galets de la Gambie et de la Falémé (fig. 90). Les médianes de l'indice d'émoussé E 1 sont de 287 à Mafondou (n° 1), de 275 à Séyène (n° 2)[4] et les valeurs dépassent 400 pour 10 à 20 % des galets.

Tableau 23. — MATÉRIEL DE LA MOYENNE TERRASSE DU GORGOL

Lieux de prélèvement	Quartz	Quartzite	Grès	Cuirasse ferrugineuse	Divers
A 1,5 km à l'Est de El-Kseïba, en surface	82 %	8 %	10 %		
Sondage de Mafondou	85 %	8 %	6 %	1 %	
A 2 km au Sud–Sud-Ouest de Mafondou, en surface	90 %	7 %	3 %		
Sondage à l'Est–Nord-Est de Séyène	86 %	4 %	8 %	1 %	1 %

Comment s'explique cette différence d'émoussé ? Le matériel de la terrasse du Gorgol provient surtout du remaniement d'un conglomérat marin, très riche en quartz, qui se situe à la base des grès littoraux du Lutétien[5] et affleure dans les buttes s'élevant au contact des schistes paléozoïques (fig. 73 C). Ces éléments ont été transportés par le cours d'eau sur

1. P. MICHEL, 1960 b.
2. Ils proviennent de la série de Kayes, attribuée au Cambrien inférieur ; cf. 1re partie, chap. I, B 2 a.
3. P. MICHEL, 1956 c. Lors de cette étude nous n'avions encore distingué que deux terrasses au lieu de trois et appelé ce niveau graveleux haute terrasse.
4. Elle diminue donc légèrement vers l'aval, sans doute à cause de la fragmentation au cours du transport de certains galets très fissurés.
5. Cf. 1re partie, chap. I, C 2 b.

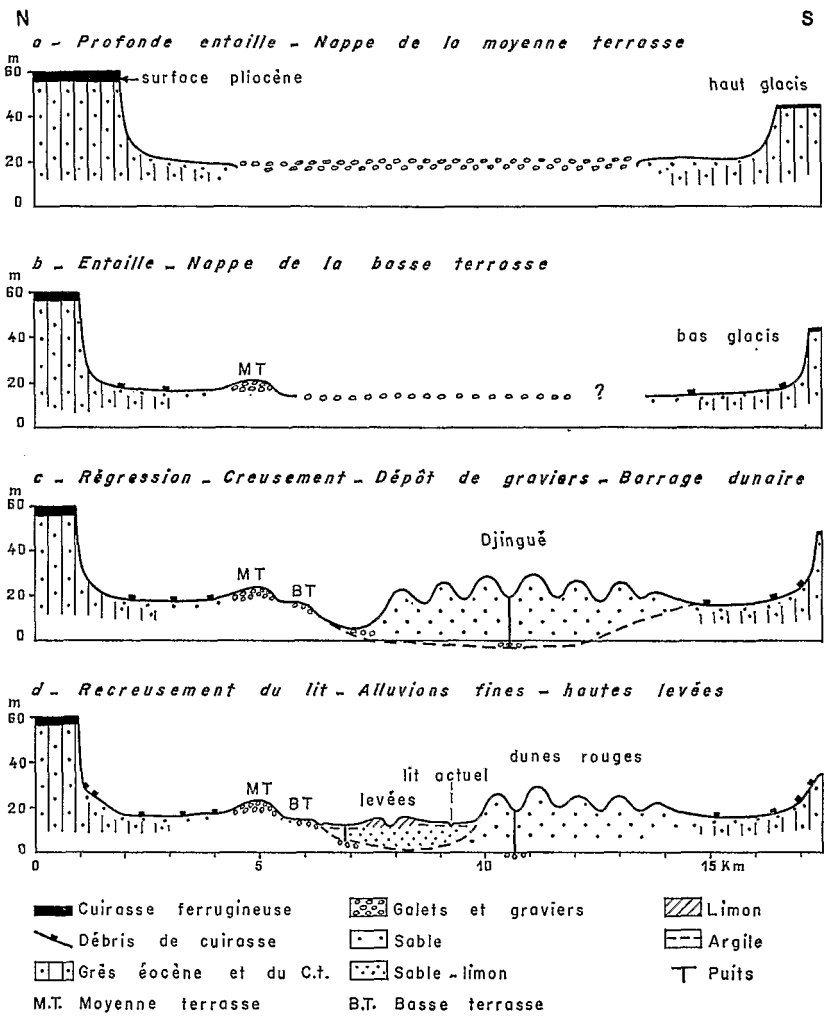


FIG. 98. — L'évolution de la basse vallée du Gorgol pendant le Quaternaire moyen et récent.

quelques dizaines de kilomètres, les apports latéraux (grès et débris de cuirasse) étant négligeables. Mais l'importance de la charge solide a provoqué un engorgement et l'abandon progressif d'une partie du matériel. C'est pourquoi cette nappe alluviale, particulièrement large, était à la fois épaisse et continue avant son entaille au cours d'une nouvelle phase de creusement (fig. 98 a). Elle s'étalait aussi sur le cours inférieur de l'oued Gharfa. Des fragments subsistent près d'Ouro Aïré, au Nord–Nord-Est de Maghama (feuille Sélibabi) ; les galets, parmi lesquels abondent les quartz, ont été cimentés en poudingue par les oxydes de fer[1].

Des témoins de la moyenne terrasse apparaissent encore sur la bordure ouest de la vallée du Sénégal en aval de Bakel (fig. 94). Aux environs d'Aouré, de petites collines, devant le plateau ou les buttes du haut glacis, sont couvertes de graviers de quartz, jaspe et quartzite mêlés à des débris de cuirasse (feuille Sélibabi) ; la cimentation reste faible et le matériel est peu usé. Entre Matam et Ngoui, on trouve des blocs de poudingue à ciment de grès ferrugineux près de Dabia, aux environs de Tilogne (à Kadré Pavi) et au Sud-Ouest d'Oréfondé (feuilles Matam et Kaédi). Dans la région de Haéré Lao nous avons remarqué à divers endroits des épandages de galets provenant de l'érosion de cette ancienne nappe alluviale (feuille

1. P. MICHEL, 1957 b, p. 10.

Podor) ; certains galets atteignent une longueur de 5 cm. Leur spectre pétrographique est très diversifié : aux jaspes, quartz et galets de cuirasse s'ajoutent quelques quartzites et grès probablement infracambriens[1]. La présence de ces grès n'indique-t-elle pas un transit sur plusieurs centaines de kilomètres depuis le Fouta Djalon ou le Plateau Mandingue ?

La position des lambeaux de la moyenne terrasse sur les différents cours d'eau montre que les emplacements des vallées n'ont pas changé depuis cette époque ; leur tracé s'est seulement modifié dans le détail. Les restes de la terrasse le long de la Gambie se situent à 1-2 km de son lit majeur actuel dans la région de Kédougou (fig. 96) et à 3-4 km entre Bangaré et Malapa.

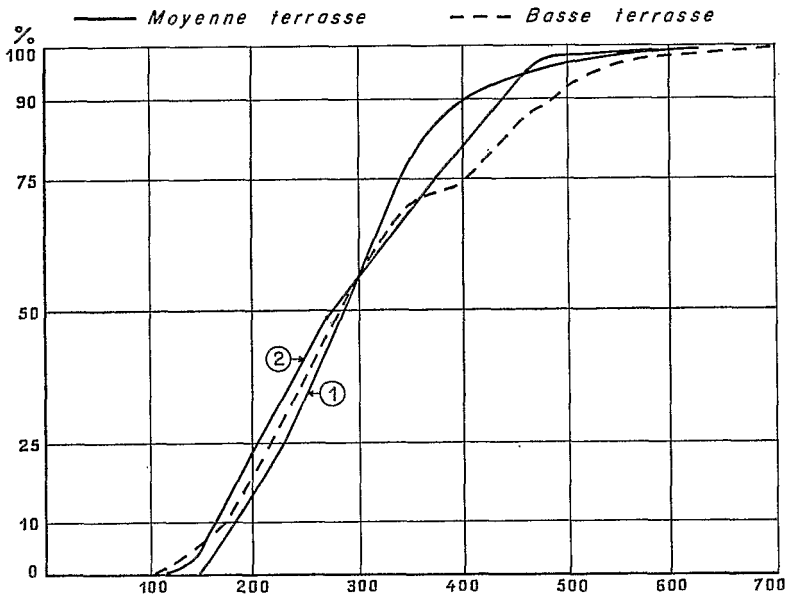


FIG. 99. — Terrasses anciennes du Gorgol, galets de quartz (long. 4-6 cm) : indice d'émoussé E_1.

Par contre, ils ne se trouvent qu'à 100-200 m du lit mineur de la Falémé dans la région de Fékola-Fadougou (fig. 91). La distance entre ces témoins et les limites de la vallée actuelle du Sénégal est aussi variable : elle atteint 5 km à Aouré, mais elle n'est que de 1 km à Dabia et près de Tilogne. Cette ancienne nappe de galets était très large puisque mise en place par des rivières se divisant en plusieurs chenaux, aux tracés instables dans le temps. Elle s'était sans doute aussi déposée à l'emplacement du lit majeur actuel, mais a été érodée au cours de la formation du bas glacis et de la basse terrasse et lors des entailles ultérieures (fig. 98). Ainsi les fragments de poudingue jalonnent toujours les limites de l'ancienne vallée et ne subsistent que par place, le plus souvent à proximité du moyen glacis, protégé par sa cuirasse ferrugineuse.

Est-il possible de dater d'une manière approximative le façonnement du moyen glacis et le dépôt de la nappe alluviale correspondante ? Seule la paléontologie et la préhistoire peuvent nous donner des indications. Malheureusement la découverte d'objets en place est rarissime. Les ossements animaux et humains ont été détruits rapidement par l'action du milieu tropical. Les objets lithiques ont subi une certaine altération s'ils étaient enfouis, tout comme les autres fragments de roche. Elle a pu s'exercer de deux façons, comme l'a déjà noté R. CORBEIL (1951) : la surface des pièces a été entamée par un début de décomposition des minéraux de la roche, suffisant pour faire perdre aux objets leurs arêtes ; le cuirasse-

1. Voici le résultat d'un comptage : jaspes 40, quartz 35, cuir. ferrug. 17, quartzites 6, grès infracambriens 2 % dans la dimension 3 à 5 cm.

ment par les oxydes de fer a altéré les facettes de taille et donné aux pièces une allure de galets à forme ovoïde ou triangulaire, parfois aminci aux bords. Jusqu'à présent on n'a trouvé des *restes d'**industries**, in situ*, dans des cuirasses du moyen glacis ou parmi les galets de la moyenne terrasse, que dans le Fouta Djalon central et dans les bassins du Karakoro et de la Kolinbiné.

R. Corbeil (1951) a découvert une station du Paléolithique ancien dans la région de Pita, à l'Ouest–Nord-Ouest de cette localité, sur la pente nord-est du mamelon que contourne sur sa rive gauche le Kokoulo à l'endroit où il reçoit le Santali. Voici sa description des fouilles (p. 394) : « Si la plupart des outils récoltés ont été ramassés en surface j'en ai dégagé au burin un qui était presque complètement enrobé dans un bloc de latérite, affleurant la colline. Il ne s'agit pas de latérite friable, rencontrée souvent et qui peut être de formation récente, mais bien de cette pierre dure en couches compactes ou en gros blocs qui caractérise un conglomérat ancien. » Il apparaît, d'après l'étude des photographies aériennes de ce secteur, que la cuirasse est celle du moyen glacis. La pièce dégagée par R. Corbeil est un biface long de 10,7 cm[1].

Plus récemment, P. Fitte a trouvé un biface acheuléen et de nombreux éclats, incrustés dans la cuirasse ferrugineuse du moyen glacis au Nord-Est d'El-Geleïta, dans la partie méridionale du massif de l'Afollé près de la frontière du Mali et de la Mauritanie (pl. I). Le même chercheur a récolté dans la moyenne terrasse des petits cours d'eau au Nord-Est de Yélimané (pl. VII) diverses pièces d'une industrie lithique qu'il attribue à l'*Acheuléen moyen*[2].

2. LE BAS GLACIS ET SA TERRASSE

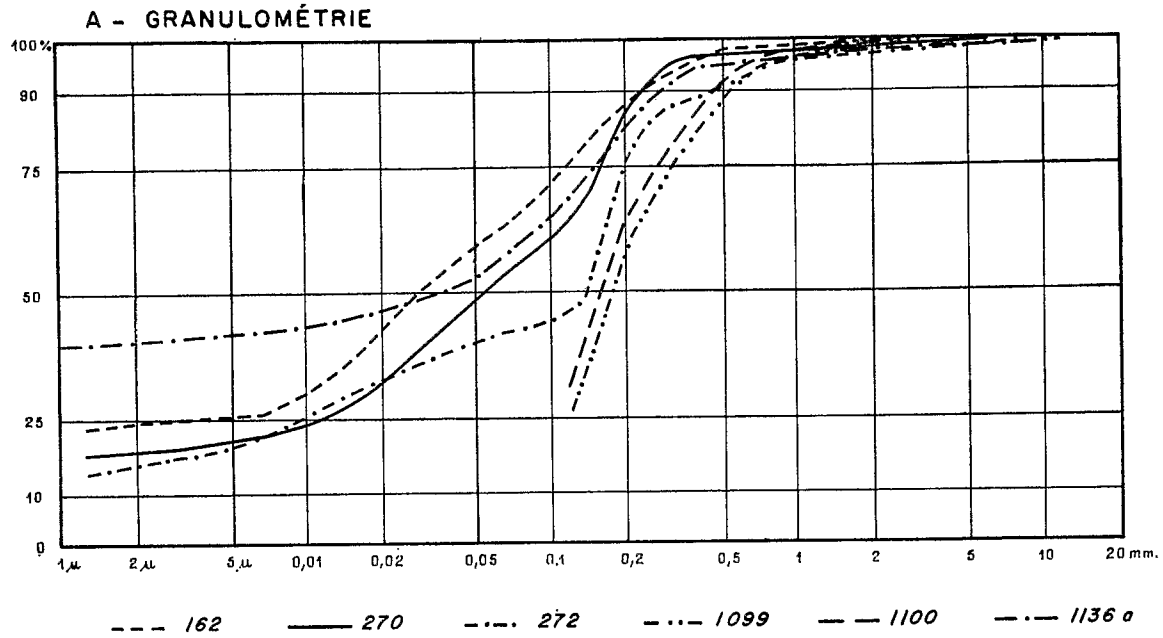
Il se caractérise par l'absence de cuirasse ferrugineuse et par sa position dans le modelé. Ce dernier niveau n'est jamais perché, mais occupe des parties déprimées du relief. Il s'étend jusqu'aux vallées du réseau hydrographique actuel. Les fragments de la basse terrasse se situent généralement au bord du lit majeur des cours d'eau.

a. Le développement du bas glacis

Ce glacis, formé aux dépens des glacis antérieurs lors d'une nouvelle phase d'érosion mécanique, existe surtout dans les formations de roches tendres et dans les secteurs où une forte érosion a pu se produire : bordure du lit majeur des cours d'eau, pied des reliefs, plateaux ou inselbergs. Il est peu étendu dans le bassin de la Gambie mais s'étale largement dans certaines parties du bassin du Sénégal (fig. 93). Pour ce dernier les débits plus élevés des principales branches du réseau, l'irrégularité des pluies dans les régions septentrionales et peut-être aussi l'affaissement de la basse vallée du fleuve[3] expliquent l'importance des creusements linéaire et aréolaire dans divers secteurs.

Le bas glacis n'apparaît pas dans les régions montagneuses du Fouta Djalon. Il est peu développé dans le Plateau Mandingue méridional. Sa surface plane, parfois hérissée de chicots rocheux, s'étend par place en bordure des vallées alluviales, mais elle ne forme que rarement un niveau continu et sa largeur ne dépasse guère 1 km. Ce niveau existe, en outre, dans l'extrémité sud du plateau de Tambaoura où J. Vogt (1955 b) l'a décrit. L'érosion y a défoncé vigoureusement les alvéoles du relief intermédiaire[4]. Les glacis recoupent des schistes en plaquettes au pied des corniches de grès. « Ils sont en partie recouverts d'un épandage attei-

1. Signalons que P. Creac'h, 1951, p. 418-419, a ramassé de l'outillage paléolithique en surface dans le massif de Mali : près de Deïlaré à 3 km de Kinséa (feuille Labé au 1/200 000, lat. 11°58′, long. 12°14′50″) sur le flanc sud-est du massif et entre Mali-poste et Mali Missidé ; il comprend plusieurs bifaces.
2. Je tiens à remercier P. Fitte de m'avoir aimablement communiqué ses observations, en grande partie inédites, puisqu'il n'a publié qu'une note préliminaire : P. Fitte, 1959. Le matériel a été déposé à la Section de Préhistoire de l'I.F.A.N. à Dakar. Nous regrettons vivement qu'aucune étude détaillée n'ait été faite sur ces pièces depuis lors.
3. Cf. chap. II, A 3 c.
4. Cf. 3e partie, chap. II, B 1 b.



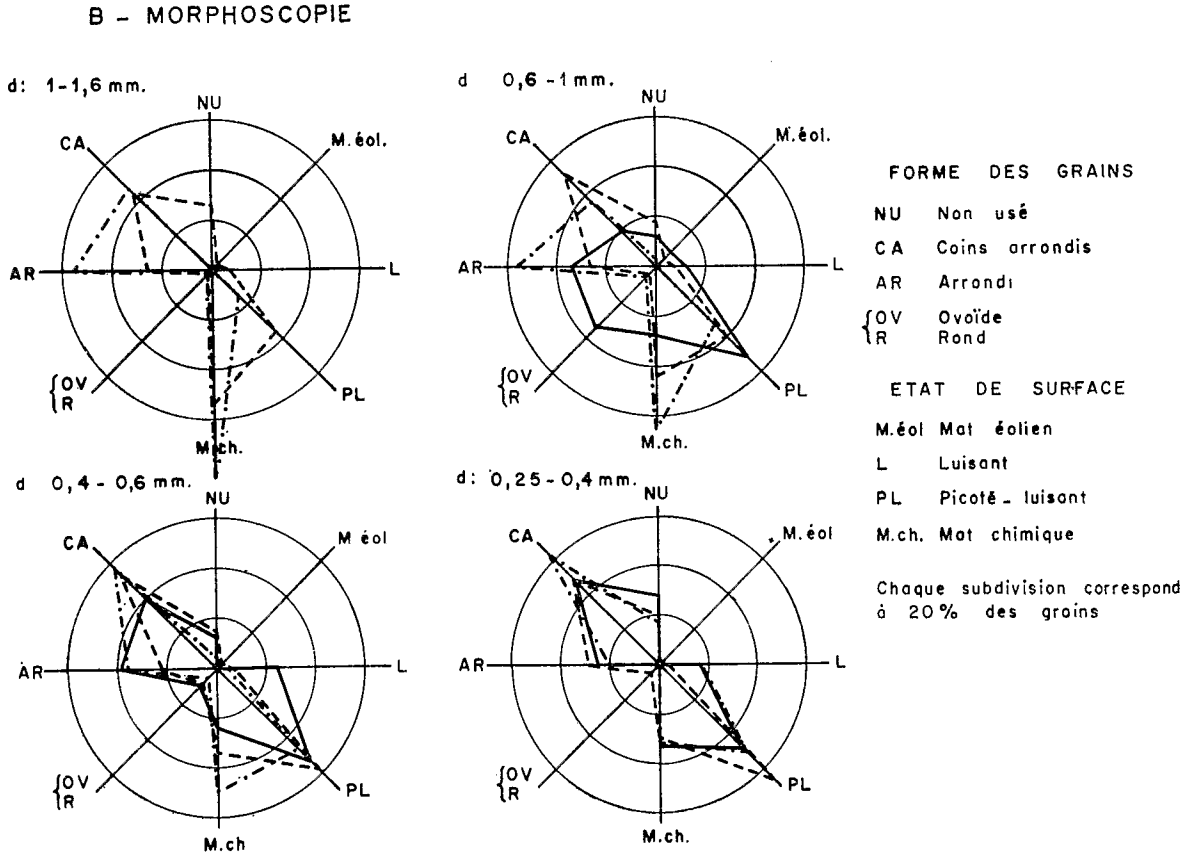


FIG. 100. — Dépôts du bas glacis. Analyses granulométriques et morphoscopiques.

gnant jusqu'à 2 m d'épaisseur et formé de blocs de grès blanc anguleux, de blocs de latérite bauxitique, de latérite du haut glacis et de très rares fragments de dolérite, le tout emballé dans des plaquettes dressées en tout sens et dont les argiles d'altération ont servi de lubrifiant »[1].

Le bas glacis occupe, par contre, de vastes superficies dans les ***régions septentrionales du Plateau Mandingue*** (fig. 93). Ses terrains plats, recoupant des grès peu consolidés ou couverts de dépôts sableux, s'étendent souvent à perte de vue. Ils s'arrêtent brutalement au pied des massifs et inselbergs de grès durs ou de dolérites[2]. Des fragments de roche ou des débris de cuirasse ferrugineuse s'y éparpillent par endroits. Le recouvrement sableux du glacis présente toujours un mauvais tri.

Nous avons analysé trois échantillons de sable prélevés à faible profondeur, entre 0 et 25 cm : le lot 162 à proximité du confluent Bafing-Bakoy, sur la rive nord ; le lot 270 entre Koumakiré et le passage du Balé ; le lot 272 dans une petite carrière à Bafing-Makana. Dans les deux premiers le sable est très hétérométrique ; pour le dernier on note une dominance de sable fin (fig. 100 A). Les courbes granulométriques montrent aussi que ces dépôts contiennent une fraction fine (< 0,05 mm) importante et quelques graviers ferrugineux. L'étude morphoscopique donne des précisions sur le façonnement du matériel sableux (fig. 100 B). Les grains non usés se mélangent à des arrondis, ovoïdes ou ronds, nombreux dans l'échantillon 270. Cette forte usure constitue naturellement un héritage, les grès infracambriens étant des dépôts marins ou littoraux. La présence de non usés indique une certaine fragmentation et atteste l'absence de façonnement au cours du transport ultérieur. Beaucoup de grains ont un éclat mat d'origine chimique, notamment dans l'échantillon 272. Ils sont aussi plus ou moins corrodés et portent des souillures d'oxydes de fer[3]. Les luisants sont peu nombreux, même aux petites tailles.

Ce matériel a donc subi une altération chimique profonde, sans doute lors du cuirassement du moyen glacis, puis il a été remanié et étalé par ruissellement sur la surface du bas glacis. Sa fraction argileuse est constituée exclusivement de kaolinite avec des traces d'illite, tout comme dans les formations du moyen glacis (tableau 22, nos 270 et 272) ; elle est héritée de cette même période d'altération. Localement l'argile contient une proportion plus importante d'illite, venant des roches très peu altérées pendant la période de formation du bas glacis.

Dans les pays traversés par les *cours moyens de la Gambie et de la Falémé*, l'extension du bas glacis est moindre. Il apparaît surtout à la bordure des vallées et au pied des reliefs. Le glacis s'étale notamment dans les dépressions d'allure subséquente à la base de la « falaise » de Tambaoura et des contreforts du Fouta Djalon, ainsi que dans les dépressions périphériques creusées autour des inselbergs et crêtes de métabasites, comme à Ouassa[4]. En conséquence la phase d'entaille aboutissant à la formation du bas glacis a accentué la dénivellation entre le sommet de ces reliefs et leur avant-pays (fig. 76). Une puissante nappe détritique s'est souvent mise en place au pied des escarpements. Au sommet de la boucle de la Gambie près de Bafoundou, par exemple, le substrat rocheux est masqué par des « boulder » pris dans une matrice argileuse et couverts de matériel plus fin ; ce dépôt alimenté par le petit massif de métagabbro atteint une épaisseur de 3 à 5 m. Le bas glacis longe aussi les principales rivières et leurs petits affluents en contrebas des tables ferrugineuses des moyen et haut glacis (fig. 91 et 96). Sur la Falémé il s'élargit progressivement vers l'aval (fig. 92) et se développe dans les bassins de ses principaux affluents comme le Diguinkili, où des pointements de roches basiques émergent des terres argileuses[5].

Plus au Nord, le bas glacis s'étend largement de part et d'autre de la basse Falémé, de la Kolinbiné, du Karakoro, puis s'étale dans les bassins de l'oued Gharfa et du Gorgol (fig. 93). Il tronque le long de la basse Falémé à la fois les pélites du Falémien et les formations éruptives et métamorphiques du socle (fig. 156 B). Dans la région de Kayes et sur le Karakoro, il recoupe la série du Cambrien inférieur. Sa surface est parsemée par endroits de débris rocheux et de

1. J. Vogt, 1955 b, p. 13.
2. P. Michel, 1962 b.
3. Plusieurs grains de l'échantillon 270 montrent des facettes de recristallisation.
4. Cf. paragr. A 1 a.
5. P. Michel, 1962 d.

galets entre Garalla et Nagara[1] ; ceux-ci proviennent du remaniement de la tillite qui se situe à la base de la série et affleure dans cette région[2]. Le bas glacis s'étale aussi au Sud du massif de l'Assaba, entre Bouli et Sélibabi, dominé par des buttes résiduelles de grès ; des débris de cuirasse et gravillons ferrugineux s'y éparpillent fréquemment. Mais à la bordure orientale du massif il est recouvert par les alignements de dunes fixées (fig. 93). Dans la région de Bakel, ce glacis s'étend à la base de la cuesta du Continental terminal et autour des buttes de quartzite (fig. 156 A) ; il se déroule au pied des crêtes appalachiennes des Monts Oua Oua dans les environs de Mbout (fig. 82). Sa surface plane et régulière, taillée dans les schistes du Paléozoïque plissé, porte un mince épandage de sable hétérométrique argileux contenant des débris de quartz ; elle est accidentée de quelques croupes allongées, qui correspondent à des pointements de gros filons de quartz. L'illite domine[3] dans la fraction argileuse du dépôt, d'après l'analyse de l'échantillon 953 prélevé au Sud de Moudéri (tableau 22). Le minéral, sans doute hérité des schistes, ne s'est pas transformé en kaolinite, ce qui prouve la faiblesse de l'altération ultérieure.

Le bas glacis borde les vallées alluviales du Gorgol inférieur et du Sénégal le long de leurs entailles des formations essentiellement gréseuses du Tertiaire. Il est d'abord très étendu sur la rive droite du fleuve, dans la région de Louguéré-Maghama, mais se rétrécit vers l'aval (feuille Sélibabi). Sa largeur varie de 3 à 5 km dans la région de Matam et de part et d'autre du Gorgol (fig. 98). Ses terrains sablonneux, jonchés par endroits de débris de cuirasse ferrugineuse, s'étirent entre les alluvions anciennes ourlant le lit majeur et les buttes et plateaux cuirassés, témoins de la surface pliocène ou fragments des hauts et moyen glacis[4] ; ils s'insinuent dans les échancrures creusées par les petits oueds (feuilles Matam et Kaédi). Le dépôt sableux est généralement homogène ; lorsqu'il provient du remaniement des grès littoraux éocènes, comme c'est le cas en bordure du Gorgol, le sable est assez bien trié et pauvre en éléments fins (fig. 100 A, nos 1099 et 1100)[5]. Si la formation superficielle est alimentée par les grès du Continental terminal, son matériel est plus argileux. Ces épandages ont une épaisseur moyenne de 3 m, mais localement ils peuvent atteindre une puissance d'une dizaine de mètres[6], comme le montre la coupe d'un puits creusé à Ouro Sibi :

0,00- 1,00 m	sable brun hétérométrique.
1,00- 8,50	sable gris à taches brunes, fin avec quelques gros grains, plus ou moins argileux, avec quelques gravillons ferrugineux.
8,50-10,70	gravillons ferrugineux et débris de cuirasse dans une matrice argileuse jaune-olive.
10,70-12,80	calcaire blanc et argile grise feuilletée du Lutétien.

Par place les calcaires sont subaffleurants, couverts d'une mince couche d'argile sableuse (fig. 100 A, no 1136 a). Ces argiles de décalcification mélangées à des apports de sable forment des taches de « terres noires » au milieu des étendues sablonneuses. En descendant le cours du Sénégal le bas glacis se termine après Ngoui, sur la rive gauche, et à la hauteur de Woki, à une quinzaine de kilomètres en amont de Bogué, sur la rive droite.

b. Les restes de la basse terrasse

Cette nappe alluviale a été mieux conservée que les nappes plus anciennes. De nombreux lambeaux s'égrènent le long de la plupart des rivières. Leur sommet se situe généralement à quelques mètres au-dessus du niveau d'inondation atteint par forte crue (fig. 94) et domine

1. P. MICHEL, 1960 b.
2. Cf. 1re partie, chap. I, B 2 a.
3. Elle donne un pic de diffraction très aigu, caractéristique d'une bonne cristallisation.
4. P. MICHEL, 1956 c et 1957 b.
5. Ces deux échantillons ont été prélevés dans un petit sondage fait près de Gourdiouma, à 0,20 et 1,55 m de profondeur.
6. Nos observations sont confirmées par les sondages pour recherches de phosphates effectués dans les environs de Vendou Bosséabé ; cf. M. PASCAL, 1966.

les alluvions récentes, sableuses ou argileuses. L'étude de ses galets montre de grandes analogies avec le matériel de la moyenne terrasse.

Ce niveau est encore bien représenté sur la ***Gambie.*** A la sortie des contreforts du Fouta Djalon le fleuve a déversé une partie du matériel charrié en un grand cône de déjection ; son cours se déplaçait sans doute sur ce cône avant qu'il ne soit fixé par l'entaille ultérieure (fig. 147). Le conglomérat cimente de gros blocs arrondis de grès quartzites. Il couvre la surface d'un grand méandre (pl. IV) et s'étend loin sur la rive droite à l'extérieur de la boucle[1]. Ce dépôt cimenté apparaît dans l'entaille d'un petit affluent à proximité de sa confluence sur une épaisseur de 4 m sans que le bed-rock soit visible à la base. La basse terrasse a été érodée dans les environs immédiats de Kédougou, mais elle subsiste partiellement à une dizaine de kilomètres en aval, aux alentours de Samékouta et près de Silakounda (fig. 96). Le matériel présente une composition pétrographique, une granulométrie et une usure (fig. 90) très semblables à celles des galets de la moyenne terrasse[2]. Aussi peut-on penser qu'il dérive, en partie au moins, du remaniement de cette ancienne nappe graveleuse, très épaisse dans la région de Kédougou[3].

Quelques fragments de la basse terrasse jalonnent ensuite le cours sinueux du fleuve. Ils sont visibles notamment dans les environs de Tonboronkoto, de Wouroli et au gué de Malapa. Comme dans les témoins de la moyenne terrasse, le pourcentage des grès quartzites infracambriens diminue rapidement au profit des apports locaux. La basse terrasse est à nouveau très développée dans le secteur de Siminti près du confluent du Niokolo-Koba (pl. VI). Elle y contient essentiellement des galets de quartz, certains étant de grande taille[4]. En effet, les pointements de filons de quartz à proximité de la vallée sont très fréquents dans cette région[5]. Il s'est produit peu à peu un engorgement du lit mineur à cause de la pente minime du profil en long (0,09 °/₀₀ contre 0,23 °/₀₀ en amont de Malapa). Le dépôt cimenté en poudingue par les oxydes de fer atteindrait une épaisseur de 8 m sous l'hôtel de Siminti[6]. Cet engorgement local explique l'usure particulièrement faible des quartz (fig. 90). Leur nombre décroît vers l'aval, puisque le fleuve n'a pu entraîner les gros galets que sur une courte distance.

La basse terrasse est aussi présente sur la *Diarha,* affluent de gauche de la Gambie (pl. VI). Cependant ces dépôts graveleux sont souvent masqués par un recouvrement peu épais d'alluvions fines et ne sont visibles alors qu'à la faveur de l'entaille d'un ravin[7]. Comme la pente du talweg s'amenuise jusqu'au radier de la piste Tiankoye - Dar Salam (fig. 97, cote 69), la rivière a eu tendance à remblayer sur son cours moyen. Elle semble présenter les mêmes caractères et la même physionomie que la moyenne Bagoé, une des branches supérieures du Bani[8]. L'ancienne nappe alluviale est composée surtout de graviers ferrugineux et de galets divers d'origine locale, à peine usés[9] ; la cimentation reste toujours faible. Sur le cours supérieur du *Niokolo-Koba,* principal affluent de droite de la Gambie, les restes de la basse terrasse se localisent surtout à la sortie ouest du massif granitique de Dioudiou Konko[10]. Dans ce secteur sa vallée se resserre entre les tables ferrugineuses du moyen glacis ; des barres de rhyolites, visibles dans le lit mineur, avaient arrêté une bonne partie de la charge solide. Les lambeaux de la terrasse forment maintenant une série de petites croupes, principalement sur la rive nord.

Le long de la ***Falémé*** *les lambeaux de cette nappe alluviale sont plus nombreux et plus étendus que ceux de la moyenne terrasse* (fig. 94). Ils abondent encore dans la région de Fékola

1. R. Guesdon, 1964, p. 24-26.
2. P. Michel, 1959 a, p. 5 et Annexe A.
3. Cf. paragr. 1 c.
4. P. Michel, 1959 a ; voici le résultat d'un comptage dans la dimension 4-6 cm : quartz 97 %, grès infracambriens 2 %, jaspe 1 %.
5. P. Michel, 1970 b.
6. D'après B. Tagini, 1959.
7. P. Michel, 1963 b.
8. Étudiée par J. Vogt, 1962
9. La médiane de E 1 d'un lot de grès n'atteint que 52 !
10. P. Michel, 1962 d.

(fig. 91) et autour de Satadougou[1]. Dans la grande boucle en aval de Fékola, le poudingue à ciment ferrugineux forme par place une corniche de 4 à 5 m au-dessus des dépôts sableux du premier remblai (fig. 110 b). Des fragments de cette terrasse subsistent vers l'aval dans la région de Koundame[2] et aux environs de Samé. Près de cette dernière localité, un poudingue repose sur des schistes altérés sur plusieurs mètres ; 500 m plus loin un reste de la même terrasse, accolé au bas glacis, domine les graviers sous berge[3] qui forment saillie dans le lit de la rivière. Un autre témoin apparaît à Gourbassi (fig. 92). Sur la basse Falémé on trouve plusieurs lambeaux importants de la terrasse dans la région de Kidira. Parfois le ciment a été désagrégé et les galets ont été éparpillés sur une certaine distance par le ruissellement ; c'est notamment le cas à 4 km en aval de Madina, près du confluent du Béréba. Juste à l'aval de Kidira la nappe de galets à matrice argilo-sableuse rouge, cimentée localement, surplombe le cours actuel de la rivière. Son épaisseur varie de 2 à 5 m à cet endroit.

L'étude du matériel (granulométrie, spectre pétrographique) met en évidence l'identité avec celui de la moyenne terrasse. Voici, à titre d'exemple, les caractéristiques des dépôts d'un témoin de la moyenne terrasse et de fragments de la basse terrasse près de Satadougou :

Granulométrie

grès infracambriens	Moyenne terrasse	Basse terrasse	Basse terrasse
longueur moyenne	5- 7 cm	5- 7 cm	5- 7 cm
longueur maximale	15-17 cm	15-18 cm	15-16 cm

Composition pétrographique (en %)

Dimensions	4-6 cm		9-11 cm	
	Moyenne terrasse	Basse terrasse	Moyenne terrasse	Basse terrasse
grès infracambriens	67	70	92	98
quartz	33	29	6	2
divers	—	1	2	—

L'usure des galets est semblable (fig. 90). Notons cependant que l'émoussé des quartz diminue légèrement vers l'aval, peut-être à la suite de fragmentations au cours du transport. Quelle conclusion peut-on tirer de ces résultats ? Ils montrent à notre avis que la nappe alluviale de la basse terrasse a été alimentée principalement par l'érosion de la moyenne terrasse.

La basse terrasse apparaît aussi en divers endroits sur le *Diguinkili*[4]. A Kobokoto le matériel a été cimenté en poudingue. Il est au contraire peu consolidé près du confluent avec la Falémé ; c'est pourquoi le niveau a été découpé en plusieurs petits mamelons. D'après un sondage, ce dépôt serait formé d'un mélange d'apports longitudinaux et d'éléments locaux peu usés. La rivière charriait alors beaucoup de débris puisque l'érosion latérale a été importante dans son bassin et la pente du talweg, légèrement plus forte que celles de la Diarha et du Niokolo-Koba (fig. 97), permettait le transport en long d'une partie au moins du matériel.

D'après certaines observations, la basse terrasse peut se subdiviser localement en deux niveaux. Tandis que le matériel graveleux du premier niveau affleure à l'extrémité du bas glacis, celui du second niveau se situe à une altitude plus faible et il est recouvert par des alluvions fines sablo-argileuses, colorées en brun-rouge par rubéfaction. Cette basse terrasse II apparaît notamment sur la moyenne Falémé. Elle semble exister à Tourokoto, près du confluent avec le Diguinkili. G. V. Pissensky et A. V. Zinkin (1968) ont étudié ce niveau aux environs de Wassandara lors de prospections minières dans les formations alluviales anciennes[5]. La

1. P. Michel, 1959 a, p. 12 et Annexe B.
2. Où elle a déjà été signalée par J. Vogt, 1955 b.
3. Cf. 5e partie, chap. I, A 3 a.
4. P. Michel, 1962 d.
5. Ces géologues l'ont appelé moyenne terrasse ; leur terminologie ne correspond donc pas à la nôtre (P. Michel, 1959 a).

couche graveleuse a une épaisseur de 2 m. Elle se situe à 17-18 m au-dessus du niveau d'étiage de la Falémé et repose sur des schistes birrimiens, faiblement altérés. Ce dépôt grossier comprend à sa base quelques blocs de 25 à 40 cm et, au-dessus, des galets arrondis d'une longueur de 2 à 8 cm ; il passe vers le haut à des sables grossiers à gravillons. Il est couvert de sables argileux, souvent bariolés et faiblement ferrugineux, d'une épaisseur de 3 à 4 m, qui contiennent par place des lentilles de graviers.

Ce niveau inférieur de la basse terrasse borde aussi par places le lit majeur du Diguinkili ; nous avions remarqué entre Bérola et Diégou un niveau de galets subanguleux de quartz mélangés à des gravillons ferrugineux, reposant sur des métabasites et recouvert par une couche de sables fins légèrement argileux avec des concrétions gréseuses et de gros nodules de calcaire[1].

Alors que les restes de basse terrasse abondent sur la Gambie, la Falémé et leurs affluents, ils sont très rares sur le ***Bafing*** *et le* ***Bakoy.*** Lors de nos recherches sur les cours moyens des deux rivières, nous n'avons trouvé que deux témoins[2] : l'un sur le Bakoy à proximité de la piste Kita-Galé ; l'autre sur le Bafing à la hauteur du confluent du Balé (pl. V). Ce dernier contient environ 70 % de quartz bien usés, vraisemblablement remaniés d'un niveau conglomératique interstratifié dans les grès de l'Infracambrien[3]. *Sur le* ***Sénégal*** *en amont du confluent de la Falémé,* nous n'avons remarqué qu'un seul vestige de cette terrasse, à 1 km au Sud-Ouest de Dinguira Logo[4] : le dépôt, épais de 1 m, est constitué de graviers et quelques galets de grès et jaspes peu usés, pris dans une matrice de sable argileux rouge légèrement durcie ; ce matériel est sûrement d'origine locale.

Comment expliquer cette carence de terrasses graveleuses et l'absence de transit d'éléments grossiers sur les branches supérieures du Sénégal ? Il nous semble que l'allure des profils en long joue un rôle primordial (fig. 24). Nous avons vu[5] que la pente du Bakoy et celle du Bafing dans leur partie amont sont déjà assez faibles (1,3 °/₀₀ pour le Bafing), alors que la Falémé et la Gambie possèdent une pente extrêmement forte dans leur cours supérieur (8,6 et 7 °/₀₀), ce qui leur a donné une compétence élevée. Il est probable que le Bakoy et le Bafing, en aval de Dakka Saïdou, charriaient très peu de galets. Constitué par la jonction de ces deux rivières, le Sénégal ne recevait donc guère de matériau grossier. Peut-être trouverait-on des restes d'anciennes nappes de galets sur le haut Bafing et sur la Téné, son principal affluent[6], dont la pente est plus forte (3,7 °/₀₀). Mais les branches supérieures du Sénégal et le fleuve lui-même transportaient sans doute alors, comme maintenant[7], de grandes quantités de sable qui cheminait vers l'aval et atteignait l'embouchure.

Leurs *affluents,* qui descendent directement des reliefs, présentent par contre une forte pente, au moins dans leur partie amont ; aussi étaient-ils capables de transporter des galets et graviers sur une certaine distance. C'est le cas, par exemple, de la Dassabola — cours supérieur du Balinn, affluent de gauche du Bafing — où « les bas glacis aboutissent en plusieurs points à de basses terrasses à galets aplatis de bauxite et galets de quartz, provenant des conglomérats »[8]. Dans les environs de Kayes plusieurs témoins de la basse terrasse jalonnent la vallée inférieure du Papara (fig. 124), petit cours d'eau dévalant des hauteurs gréseuses du Tambaoura (fig. 151). Ce dépôt de galets de grès peu émoussés, noyés dans une abondante matrice de sable et gravillons ferrugineux, montre souvent une stratification entrecroisée[9].

1. On peut comparer cet alluvionnement, composé d'éléments grossiers à la base et de matériel fin au-dessus, au remblaiement que J. Vogt, 1967 b, a observé sur la Volta Noire en pays Lobi et sur la haute Comoé au Sud du plateau de Banfora ; le dépôt prolonge aussi un bas glacis taillé dans la roche altérée.
2. P. Michel, 1962 b.
3. Cf. 1re partie, chap. I, B 1 a.
4. P. Michel, 1959 a.
5. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 a.
6. Nous n'avons pas eu la possibilité de les étudier.
7. Cf. 6e partie, chap. II, B 2 b.
8. J. Vogt, 1957.
9. P. Michel, 1959 a, p. 21.

Près de Dougouba il repose sur les grès à patine chamois et en aval du pont routier il coiffe les pélites du Cambrien inférieur ; à cet endroit le niveau contient, en outre, des débris anguleux de jaspes[1].

Des lambeaux de basse terrasse existent aussi sur les cours supérieurs de la ***Kolinbiné et du Karakoro***[2]. Au Nord-Est de Yélimané, un second cône de déjection est emboîté dans le premier à la base des escarpements doléritiques du Mamana Guidé (pl. VII). Il passe aussi à une terrasse dont le matériel mal trié et peu émoussé est identique à celui de la moyenne terrasse[3]. Le dépôt recouvre les formations pélitiques du Cambrien inférieur comme dans les environs de Kayes. Un autre témoin de la basse terrasse se situe sur la branche septentrionale de la Kolinbiné, près de la mare de Toya (pl. VII). C'est un poudingue à ciment ferrugineux, de jaspes émoussés et de quartzites, plus gros et moins usés, probablement d'origine locale. Sur le Karakoro cette terrasse s'étale largement à Kouroudjel, un peu en contrebas des dalles de poudingue de la moyenne terrasse. La nappe de galets semble avoir une épaisseur moyenne de 2 à 3 m et repose sur des pélites à intercalations de jaspes. Elle a été alimentée au moins en partie par le démantèlement de la moyenne terrasse, car on y remarque la présence de petits morceaux de poudingue. Comme dans le niveau précédent, les galets de jaspes prédominent très largement[4]. Leur longueur est en moyenne de 4 à 6 cm et peut atteindre 13 cm. A cause du mode de fragmentation de la roche[5], ces galets ont le plus souvent une forme de parallélépipède aux arêtes souvent émoussées. On y trouve aussi des débris non usés, notamment aux grandes tailles ; l'apport local n'est donc pas négligeable. Cette ancienne nappe alluviale est entaillée par le lit majeur du Karakoro et disséquée en lanières par une série de ravins. En s'éloignant de la vallée, elle disparaît sous le manteau dunaire.

Le long de la vallée inférieure du ***Gorgol*** *apparaissent plusieurs fragments de la basse terrasse, principalement à sa bordure septentrionale (feuille Kaédi) ;* ainsi dans les environs de Séyène, près de Gourdiouma et à Touldé[6]. La carrière de Gourdiouma donne une bonne coupe du dépôt sur environ deux mètres. Il est formé de galets et graviers avec une matrice de sable brun-jaune, sédimentés en lentilles ; certaines ne contiennent que des galets, d'autres se composent surtout de graviers et de sable[7]. Cette formation alluviale se différencie de celle de la moyenne terrasse sur plusieurs points : altitude plus faible du dépôt (fig. 98 b), pas de cimentation par les oxydes de fer, absence de patine sur les galets, coloration différente de la matrice sableuse. Mais sa composition pétrographique est très voisine[8]. L'usure des galets de quartz ne se modifie guère d'un niveau à l'autre. La médiane de E 1 reste la même mais la valeur du dernier décile est plus élevée (fig. 99). Ces deux caractères attestent que le matériel de la basse terrasse provient surtout du remaniement de la nappe graveleuse plus ancienne ; l'émoussé de certains éléments s'est accru au cours de ce nouveau transport. Près de Séyène les débris de cuirasse ferrugineuse y sont plus nombreux que dans la moyenne terrasse. Donc les apports latéraux venant des buttes cuirassées ont été plus abondants à cet endroit.

Enfin de nombreux lambeaux de la basse terrasse s'égrènent au bord ouest de la ***vallée du Sénégal*** *entre Matam et Ndioum* (fig. 94). Ces terrains graveleux, recouverts souvent d'une mince couche de sable, s'élèvent de 2 à 3 m au-dessus des alluvions fines du lit majeur submergées par forte crue[9]. En suivant le fleuve vers l'aval, les principaux témoins de la basse terrasse se situent près de Dabia et de Tilogne (feuille Matam), à l'Ouest de Ngoui (feuille Kaédi), à Mbouba et Méri, dans les environs de Doumga, de Bodé et à proximité de Diamal (feuille Podor). Leur matériel ressemble à celui des blocs de poudingue ou des colluvions de

1. Dans cette région, en effet, de minces bancs de jaspes sont intercalés sans les couches de pélites.
2. P. MICHEL, 1960 b.
3. Cf. paragr. 1 c.
4. Voici le résultat d'un comptage dans la dimension 4-6 cm : jaspes 98 %, grès 1 %, quartzite 1 %.
5. Cf. 2e partie, chap. I, A 1.
6. Ce dernier village, intégré dans l'agglomération de Kaédi, se situe juste au confluent de la rivière avec le Sénégal.
7. P. MICHEL, 1956 c.
8. Quartz 84 %, quartzite, 9 %, cuirasse ferrugineuse 2 % d'après un comptage à Gourdiouma.
9. P. MICHEL, 1957 b.

la moyenne terrasse ; mais il reste toujours meuble[1]. Les galets ont une longueur moyenne de 3 à 5 cm, les plus grands atteignent 7 cm ; ils sont enrobés de sable gris en surface, devenant jaune en profondeur.

Les spectres pétrographiques de ce matériel grossier reflètent la variété des apports (tableau 24). Les jaspes, issus de la série du Cambrien inférieur, sont abondants. Mais le pourcentage des quartz augmente vers l'aval et dépasse alors celui des jaspes, notamment aux petites tailles. Ce sont surtout les apports du Gorgol, très riches en quartz, qui ont modifié la composition ; ces apports se reflètent aussi dans l'émoussé des quartz, puisque leur indice E 1 est nettement plus élevé à Diamal qu'à Dabia. Le pourcentage des grès compacts, en majeure partie infracambriens[2], et des quartzites de la série de Bakel diminue en conséquence. Celui des débris de cuirasse, d'origine locale, est variable d'un point à l'autre, mais reste faible dans la dimension 4 à 6 cm. A Ngoui ce niveau contient, en outre, des galets de calcaire provenant sans doute de l'érosion d'un ancien seuil ; ils sont rapidement éliminés au sein de la charge solide du fleuve, puisqu'ils n'apparaissent pas dans le comptage de Mbouba, situé à 10 km en aval.

Tableau 24. — MATÉRIEL DE LA BASSE TERRASSE DU SÉNÉGAL

Lieux	Jaspes	Quartz	Quartzite	Grès	Cuirasse ferrugineuse
Carrière près de Dabia					
longueur 4-6 cm	36 %	32 %	10 %	10 %	12 %
A 500 m en aval de Mbouba					
longueur 4-6 cm	47 %	37 %	5 %	4 %	7 %
Carrière de Diamal					
longueur 4-6 cm	35 %	43 %	9 %	3 %	10 %
longueur 2-3 cm	16 %	54 %	3 %	3 %	24 %

*Des pièces d'**industries lithiques** ont été recueillies en quelques points à proximité des dépôts graveleux de la basse terrasse, mais très rares sont celles qui ont été trouvées in situ.* Cependant ces découvertes préhistoriques attestent l'existence d'une certaine occupation humaine dans plusieurs régions des bassins du Sénégal et de la Gambie. Elles présentent, en outre, un grand intérêt pour le géomorphologue, puisqu'elles permettent de dater d'une façon approximative la mise en place des galets de la basse terrasse et, d'une manière plus générale, la principale période de formation du bas glacis[3]. Ces objets ont été récoltés notamment sur la moyenne Gambie et certains de ses affluents, sur la basse Falémé et sur des branches supérieures de la Kolinbiné.

C. DESCAMPS a trouvé dans la *région de la moyenne Gambie* plusieurs centaines de pièces taillées à Ba Foula Bé[4], depuis le gué du fleuve jusqu'au confluent du Niokolo-Koba et aussi sur cet affluent au lieu-dit « passage du Koba », au cours de deux missions effectuées au printemps de 1969. Elles sont principalement en jaspe, parfois en grès ou en quartz. Ces pièces ont été ramassées dans le lit mineur de la Gambie ou du Niokolo-Koba sur les épais bancs de galets émergeant aux basses eaux ; elles sont fortement roulées et émoussées, ce qui rend leur identification parfois assez difficile. « L'analyse typologique montre l'emploi quasi général

1. C'est pourquoi il est souvent exploité par les services de Travaux publics ; leurs carrières ont beaucoup facilité l'étude de cette ancienne nappe alluviale.
2. Certains peuvent provenir des lentilles de grès quartzites de l'Éocène, ayant subi une silicification, qui forment maintenant une série de seuils dans le lit mineur du fleuve ; cf. 1re partie, chap. I, C 2 b et fig. 25.
3. Son façonnement peut se poursuivre de nos jours ; cf. 6e partie, chap. II, 2 a et 3 b.
4. Cf. P. MICHEL, 1970 b, notamment les fig. 6 et 8.

dans le débitage de la technique Levallois... La retouche des outils, quand elle existe, a été trop estompée par l'usure fluviatile pour que l'on puisse la qualifier. Quoi qu'il en soit, on a là un *Levalloiso-Moustérien* caractérisé »[1].

Ces objets lithiques proviennent manifestement d'une ancienne terrasse, dont le matériel a été remanié par les crues du fleuve. Nous avons déjà précisé que la basse terrasse était très étendue dans ce secteur, du fait d'un engorgement du lit par les alluvions grossières. Plusieurs témoins importants de cette nappe graveleuse subsistent à proximité des gisements préhistoriques. On n'y a trouvé jusqu'à présent aucune pièce en place, mais les recherches sont très difficiles à cause de la forte cimentation du matériel par les oxydes de fer. Un des outils ramassés dans le lit mineur de la Gambie « montrait encore, sur une face taillée, des incrustations de gravillons avec ciment ferrugineux »[2]. Il était donc bien pris dans le poudingue de la terrasse. Les pièces ont pu être remaniées à plusieurs reprises, passant par le dépôt des graviers sous berge[3] avant de se disséminer dans les bancs de galets du lit mineur : ainsi s'expliquerait l'importance de leur usure malgré l'absence de transport dans les conditions hydrodynamiques actuelles[4].

Des outils en pierre taillée existent probablement aussi sur d'autres cours d'eau de cette région, mais il faudrait effectuer des reconnaissances systématiques. Lors d'une de nos tournées, nous avons ramassé un petit biface près du Makana-Ko, affluent de droite du cours supérieur du Niokolo-Koba. Il est taillé dans une métabasite et mesure 8 cm de long ; sa surface supérieure est patinée alors que les rentrants de sa surface inférieure sont souillés par des dépôts de sable fin et limon jaune. Le biface se trouvait sur les alluvions fines dominant le lit majeur actuel du marigot ; celles-ci semblent correspondre aux dépôts sablo-argileux de la basse terrasse inférieure, observée dans le bassin de la Falémé. P. Biberson a bien voulu examiner cette pièce : elle appartient probablement à l'*Acheuléen final*. Les outils de ce dernier stade de l'Acheuléen ont été trouvés au Maroc atlantique, puis en Adrar de Mauritanie, dans des formations du Présoltanien, qui correspondrait au Würm inférieur d'Europe[5] ; les dépôts marins de l'Ouljien, qui suivent immédiatement dans la chronologie marocaine, contiennent des industries du Moustérien (P. Biberson, 1962, 1965 b).

Sur la *basse Falémé*, la mission Corbeil-Mauny de 1948 a recueilli un hachereau à Djita, près de Sénoudébou, que C. Descamps (1968) a identifié comme Acheuléen incontestable, probablement évolué[6]. La pièce longue de 14 cm est encore frès fraîche, presque pas patinée ; elle a été récoltée en surface, mais ne semble avoir subi aucun transport. Le site de la récolte n'a pas été précisé, mais ce hachereau a probablement été ramassé sur le bas glacis, très étendu de part et d'autre de la basse Falémé. Un témoin de la basse terrasse de cette grande rivière subsiste d'ailleurs à Djita même, au confluent du Dénioko[7].

Dans la même région, P. Laforgue (1926) avait trouvé en surface deux haches amygdaloïdes en grès très patiné et trois racloirs de silex à vernis près de Saré[8], à environ 27 km au Sud–Sud-Est de Bakel. Les pièces ont été découvertes sur un terrain faiblement ondulé, avec « un reg de latérite où les quartz dominent ». Cette description permet de reconnaître le bas glacis à épandages graveleux légèrement incisé dans ce secteur par un chevelu de petits marigots. Tout récemment, C. Descamps a récolté des éclats de taille assez grossiers, en quartzite et grès quartzite, au pied de la butte de Gounia qui se situe à 9 km au Sud de Bakel ; d'après leur facture ce serait des restes d'une industrie du Paléolithique inférieur.

Les anfractuosités des escarpements de dolérite *au Nord-Est de Yélimané* constituaient

1. C. Descamps, 1970 ; cette industrie est attribuée au Paléolithique moyen.
2. C. Descamps, 1970.
3. Cf. 5e partie, chap. I, A 2 a.
4. Cf. 6e partie, chap. II, 2 b.
5. Notons que l'Acheuléen final découvert en Zambie par les fouilles de J. D. Clark a été daté de 55 000 ans B.C. par le radiocarbone ; *in* F. Bordes, 1968, p. 68.
6. Renseignement oral.
7. Cf. P. Michel, 1959 a, pl. 6 b.
8. Orthographié Sarré sur la carte au 1/200 000 (feuille Bakel).

des sites très propices à l'occupation humaine ; c'est là que prennent naissance de nombreux marigots qui rejoignent le Térékolé, la principale branche supérieure de la Kolinbiné (pl. VII). Nous avons vu que des dépôts graveleux de la basse terrasse subsistent sur ces petits cours d'eau et que leur matériel mal classé ressemble à celui de la terrasse plus ancienne. Au cours d'une prospection systématique, P. FITTE a pu recueillir dans cette seconde nappe alluviale, *in situ,* des pièces lithiques peu roulées d'une industrie plus évoluée que celle trouvée dans la moyenne terrasse[1] ; elle appartiendrait à l'*Acheuléen final* et au *Levalloisien*[2]. En outre, des outils de cette même industrie ont été récoltés à proximité de la basse terrasse dans les colluvions de cailloutis à éléments anguleux.

Les témoins de la basse terrasse du Gorgol inférieur et du Sénégal en aval de Bakel n'ont pas livré jusqu'à présent d'objets préhistoriques significatifs. H. BESSAC (1955) a ramassé trois éclats et un nucléus dans les tas de graviers extraits de la carrière de Diamal ; mais ces pièces sont atypiques. Des recherches par une série de fouilles permettraient probablement de trouver des outils caractéristiques d'une industrie.

La carrière de Diamal, située à environ 25 km à l'Ouest–Sud-Ouest de Bogué, se trouve dans un des derniers fragments de la basse terrasse sur le fleuve. Le dépôt de galets y est encore étendu. A sa limite méridionale il se termine en biseau sur la cuirasse ferrugineuse du moyen glacis, découpée en blocs à sa partie supérieure. Comment expliquer la juxtaposition de deux niveaux différents à un même endroit ? En descendant ensuite le Sénégal vers Dagana et Richard-Toll on ne trouve plus de témoins d'une terrasse graveleuse ancienne (fig. 94).

1. Cf. paragr. 1 c.
2. Communication orale de P. FITTE ; quelques-uns de ces sites préhistoriques sont signalés dans la note préliminaire qu'a publiée P. FITTE, 1959.

Chapitre II

L'évolution des basses vallées et des régions littorales

Le modelé de glacis et terrasse étagés disparaît progressivement le long des cours inférieurs des deux fleuves. La basse Gambie est bordée d'un plateau à allure tabulaire, entaillé par ses petits affluents. La surface de ce plateau s'abaisse légèrement vers l'Ouest, de 50-60 m dans la région de Tambacounda à 20-40 m près de l'embouchure. Un replat apparaît par place à mi-hauteur et des buttes moins élevées le précèdent souvent. Le plateau domine en certains endroits directement le lit du fleuve. Il se termine au Sud-Ouest de l'embouchure par des falaises formant une succession de caps, alors que la côte septentrionale est basse et sablonneuse.

La vallée inférieure du Sénégal contourne le Ferlo septentrional (pl. I). C'est un vaste plateau, très monotone, en pente douce vers le fleuve ; son altitude s'abaisse de 30-40 m à 10-15 m en bordure de la vallée (fig. 80 a). Il se présente comme un plan incliné, parfois légèrement ondulé en surface, qui se déroule à perte de vue. Côté mauritanien, les alignements de dunes fixées du Trarza et du Brakna limitent le lit majeur du Sénégal depuis Bogué jusqu'à proximité de l'océan[1]. La côte complètement régularisée est ourlée de dunes littorales vives ou semi-fixées, non seulement le long du Delta mais aussi dans la région maritime du Trarza et dans le Cayor, au Sud de l'embouchure du fleuve (pl. II) : aucun cap, aucune falaise, qui permettrait de voir le substrat rocheux ou porterait des témoins de plages anciennes.

A quels facteurs imputer l'absence de glacis et terrasses graveleuses étagés ? A des différences pétrographiques ou à des déformations tectoniques ? Les changements climatiques étaient sans doute les mêmes que dans les hauts bassins. La brève description du relief suggère, en outre, que l'évolution des basses vallées des deux fleuves présente des divergences. C'est pourquoi nous les étudierons chacune à part.

A. LE SÉNÉGAL INFÉRIEUR ET SES BORDURES

Dans ces régions basses le modelé d'érosion fait presque toujours place aux formes d'accumulation. Au Nord de la vallée alluviale du fleuve, l'épais manteau de dunes façonnées au Quaternaire récent recouvre complètement les dépôts plus anciens, sauf dans la dépression de l'Aftout ech Chergui, au Nord-Est du lac Rkiz (fig. 93). Si les dunes sont peu étendues dans le Ferlo septentrional, des sables de couverture masquent souvent les formations antérieures. Celles-ci sont par endroits subaffleurantes aux bords de la vallée du Sénégal ou de la

1. Il s'agit de l'ancien erg des « dunes rouges » ; cf. 5e partie, chap. I, B 2 a.

cuvette allongée du lac de Guier et de la vallée morte du Bounoum, son prolongement (pl. I), où quelques rares carrières permettent alors de les observer.

L'étude des coupes de puits et de sondages complète dans une certaine mesure les observations de terrain très fragmentaires. Mais ces puits et forages pour recherches d'eau sont souvent très espacés et répartis de façon inégale. En outre, l'interprétation des coupes établies par les sondeurs s'avère parfois délicate. Dans la vallée même du Sénégal, les sondages sont encore peu nombreux. Les formations profondes n'y sont connues que dans les environs de Richard-Toll et de Dagana où les dépôts fluviatiles et marins récents[1] reposent directement sur les séries de l'Éocène ou de la base du Continental terminal. Mais le sondage pétrolier de Toundou Besset dans la partie méridionale du Delta a traversé une formation inconnue ailleurs, recouvrant la série des sables littoraux attribués au Miocène. Le récent sondage de Mouit, près de l'embouchure actuelle du fleuve, a recoupé plusieurs niveaux de beach-rock et de lumachelle entre 15 et 30 m de profondeur.

1. LA SUCCESSION DES DÉPÔTS

Des dépôts de nature différente s'étagent ou se superposent en certains endroits. Ils reposent le plus souvent sur les grès argileux du Continental terminal. L'étude de leur matériel et des niveaux d'induration par le fer permet de connaître le mode de sédimentation : elle nous donne ainsi des indications sur l'importance des variations climatiques et sur les fluctuations du niveau marin au cours du Quaternaire ancien et moyen. Nous examinerons d'abord les terrains situés de part et d'autre du lit majeur du fleuve, avant d'analyser les niveaux recoupés par les sondages dans la région du Delta et près du lac de Guier.

a. Bord septentrional, Trarza et Brakna

Au Nord de la vallée du Sénégal affleurent diverses formations continentales et lacustres dans l'***Aftout ech Chergui.*** *C'est une grande dépression orientée SW-NE,* qui commence dans la partie sud-est du Trarza, à la hauteur de Dagana, et s'allonge sur environ 200 km à travers tout le Brakna jusqu'au contact des séries du Tertiaire et du Paléozoïque plissé (pl. II) ; sa largeur moyenne est d'environ 10 km. Le lac Rkiz, situé à une trentaine de kilomètres du fleuve, occupe sa partie méridionale[2]. La piste Aleg-Boutilimit traverse la région centrale de l'Aftout[3].

Au Sud de cette piste s'étend le bas plateau des Ajouers d'Agoueïlil, vaste reg à la surface légèrement déclive (fig. 101 a), dont le versant sud-est, en pente très douce, est incisé par de nombreux ravins, étroits et très ramifiés[4]. Les grès argileux bariolés du Continental terminal (grès du Trarza) sont recouverts d'*un épandage généralement mince de gravillons ferrugineux et graviers de quartz,* auxquels sont associés des débris de cuirasse ferrugineuse et quelques jaspes et silex[5]. La nappe graveleuse atteint localement une épaisseur de plusieurs mètres dans certains ravins. L'épandage contient, en outre, des fragments d'un conglomérat de débris de cuirasse et de quartz, faiblement cimentés par les oxydes de fer ; par endroits ils sont très abondants et semblent être presque en place. Vers le Nord-Ouest ce niveau disparaît progressivement sous le sable dunaire. Dans la dépression même, des sables de couverture masquent les dépôts plus anciens en bordure des Ajouers. Mais le puits d'Agoueïlil a traversé d'abord des calcaires gréseux lacustres, puis un niveau de conglomérat à éléments

1. Cf. 5e partie, chap. I, A 3 d et II, B 2 a.
2. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 a.
3. Nous avions d'abord appelé cette dépression Aftout de Boutilimit : P. ELOUARD, P. MICHEL, 1958.
4. Ajouer est le diminutif d'ajer, nom maure qui signifie fossé, ravin ; pluriel : jouerat.
5. P. ELOUARD, P. MICHEL, 1958 ; P. ELOUARD, 1959.

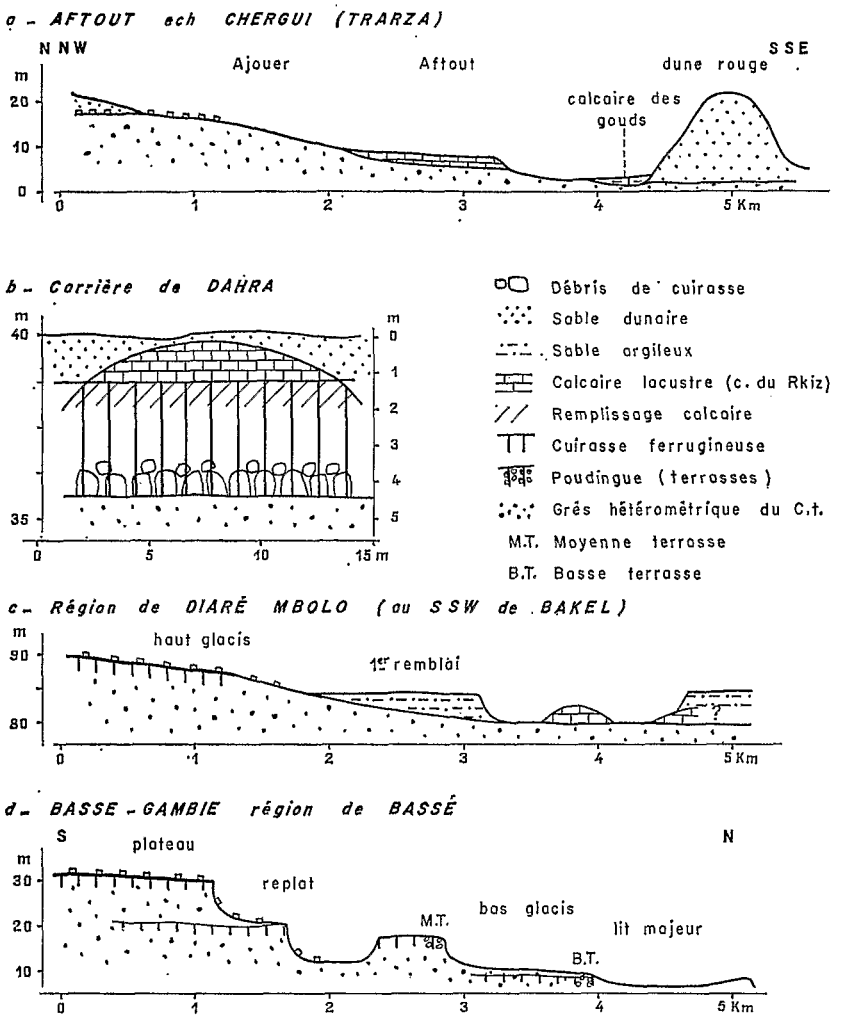


FIG. 101. — Modelé et dépôts quaternaires sur les formations gréseuses du Continental terminal (C.t.).

ferrugineux avant de toucher les grès du Continental terminal[1]. Ainsi l'épandage des graviers et leur consolidation sont antérieurs au dépôt de calcaire.

Ces *calcaires lacustres* apparaissent par place dans l'Aftout en allant vers le Sud-Ouest (fig. 101 a). L'affleurement principal se situe près du bord septentrional du lac Rkiz (feuille Dagana)[2]. C'est un calcaire blanc, riche en grains de quartz, renfermant en outre des gravillons ferrugineux[3]. A cet endroit le contact avec les grès argileux du C.t. est à l'altitude + 3,5 m et le sommet du dépôt se trouve à + 5,5 m. Les calcaires sont recouverts d'*un nouvel épandage de graviers ferrugineux* auxquels se mêlent des quartz, des jaspes et des silex ; nulle part ces éléments détritiques n'ont été agglomérés par les oxydes de fer. Les deux formations sont souvent saupoudrées de sables dunaires[4]. La surface plane ou légèrement ondulée est sillonnée de vallons secs et taraudée de petites dolines circulaires, inondées après les fortes

1. D'après l'étude des déblais ; cf. P. ELOUARD, 1959, p. 144.
2. P. ELOUARD, P. MICHEL, 1958.
3. Il ne contient aucun fossile. La fraction argileuse est riche en montmorillonite (80 %) qu'accompagnent des feuillets d'illite très altérée (20 %) et des traces de kaolinite.
4. La superposition de ces dépôts de nature et d'âge différents explique la formation de sols à profil complexe ; cf. 2e partie, chap. III, B 1.

pluies ; une flore calcicole, marquée par la présence de nombreux baobabs *(Adansonia digitata)*, prospère sur ces terrains.

Les calcaires du Rkiz ont souvent été entaillés dans la partie orientale de l'Aftout. L'oued Mréa y a creusé son lit avant de rejoindre le lac. Plus au Nord, quelques cordons de dunes rouges s'allongent dans cette zone basse. A leur pied s'étendent par endroits des dépôts argilo-calcaires gris, riches en fossiles et très friables (fig. 101 a), appelés « calcaire des gouds » par P. ELOUARD[1]. Ils se sont sédimentés après la formation de l'erg[2] et se distinguent aisément par leur texture plus friable des calcaires du Rkiz, dont ils dérivent.

Comment est apparue cette dépression de l'Aftout ech Chergui ? N'est-il pas surprenant de trouver au milieu des ensembles dunaires un couloir d'une telle ampleur avec une orientation constante ? Il ne semble pas correspondre à un fossé tectonique puisque les sondages géophysiques effectués le long de la piste Aleg-Boutilimit n'ont pas décelé de déformations du substratum[3]. C'est une dépression façonnée par l'action des eaux courantes et stagnantes. Un large sillon se serait creusé dès le début du Quaternaire, grâce à des écoulements issus des plateaux gréseux du Tagant[4]. Des épandages de matériel détritique ont été canalisés ensuite dans cette bande déprimée de la topographie. Plus tard elle a été occupée par un chapelet de grands lacs. La présence des nappes de graviers et des dépôts de calcaire lacustre explique le caractère très sporadique de l'ensablement ultérieur.

Au-delà de cet Aftout les mêmes formations ont été touchées par des puits sous le manteau de sables dunaires, mais elles semblent très discontinues. Certains puits n'ont traversé que des dépôts sableux avant d'entrer dans les grès du Continental terminal. D'ailleurs la limite supérieure de cette formation détritique est parfois imprécise, lorsque les grès n'ont pas été couverts d'un niveau continu de cuirasse ferrugineuse ou quand celle-ci a été érodée.

Les calcaires lacustres du Rkiz ont été recoupés par plusieurs puits du Brakna méridional[5]. Nous en avons trouvé des débris dans les déblais d'un puits près d'Amar Mahmoud, à 35 km au Nord-Ouest de Bogué. Un des trois piézomètres (B 2), implantés au Nord-Est de cette escale, les a semble-t-il traversés entre 6,80 et 12,50 m de profondeur[6]. Certains puits ont touché aussi des niveaux de graviers ou même de galets, parfois cimentés par des oxydes de fer. Ceux-ci se situent sous le dépôt de calcaire du Rkiz comme le montre la coupe du puits de Barka, établie par P. ELOUARD (1959, p. 147)[7] :

0,00- 0,50 m	sol
0,50- 2,70	argile lacustre
2,70- 6,50	calcaire lacustre gravillonnaire (calcaire du Rkiz)
6,50-13,00	sable jaune
13,00-17,40	sable
17,40-17,60	poudingue de galets de quartz et de jaspes à ciment ferrugineux

Mais le niveau de calcaire lacustre manque souvent. Ainsi aucun des trois piézomètres placés au Nord-Est de Légat, le long de la piste Podor-Aleg, ne l'a recoupé. Voici la coupe de L 2 d'après H. PALOC (1960, p. 10)[8] :

0,00- 0,50 m	sable fin beige
0,50- 8,20	sable fin jaune rosé
8,20- 9,50	sable fin jaune rosé avec de beaux galets siliceux (quartz et jaspes).
9,50-12,25	sable et gravier avec des galets siliceux ; un fragment lumachellique à coquilles silicifiées (coquilles d'*Ostrea multicostata* roulées, prises dans un ciment ferrugineux)[9].
12,25-18,15	gravier et sable grossier, de teinte orangée, avec de gros galets siliceux et des galets de cuirasse ferrugineuse vers la base.

1. Goud est un nom maure signifiant interdune.
2. Cf. 5e partie, chap. II, A 1 c.
3. P. ELOUARD, 1959, p. 139.
4. S. DAVEAU, P. MICHEL, 1969.
5. P. ELOUARD, 1959, p. 145 ; ces régions sont appelées Aoukeïra et Tichoummamaten.
6. H. PALOC, 1960, p. 11.
7. Il se trouve à 9 km à l'Ouest d'Amar Mahmoud.
8. Il a été implanté à 5 km au Nord-Est de Légat.
9. Elles proviennent des formations éocènes remaniées.

Ces dépôts grossiers, qui semblent correspondre à des alluvions anciennes du Sénégal, se situent sous le niveau de la mer, approximativement entre les cotes – 0,20 et – 10,15 m.

Dans la région de Bogué, où les sables de couverture sont minces et les alignements de dunes très espacés, apparaissent fréquemment des épandages de graviers en surface. La piste Bogué-Aleg traverse en plusieurs endroits des regs de débris de cuirasse et gravillons ferrugineux, auxquels s'ajoutent des graviers de quartz. En s'approchant du poste d'Aleg, le terrain forme de légères croupes aplaties, jonchées de matériel détritique. Des carrières situées sur plusieurs de ces croupes, près de la rive ouest de l'oued Ketchi (pl. I), donnent une coupe sur une profondeur de 1,50 m : c'est une nappe uniforme de graviers à matrice sableuse peu abondante. Les quartz prédominent largement ; ils sont anguleux ou subanguleux. La puissance de cet épandage supérieur peut dépasser une dizaine de mètres d'après la coupe du piézomètre B 3, où elle atteint 13 m[1]. Au Nord-Ouest de Bogué, dans le couloir suivi par l'oued Loueïd, la nappe graveleuse contient en outre des débris de calcaire lacustre. Sa mise en place est donc postérieure au dépôt de ces calcaires, tout comme aux abords du lac Rkiz.

b. Bord méridional, Ferlo et Djolof

Au Sud de la vallée du Sénégal la surface de remblaiement de la fin Pliocène a été fortement attaquée par l'érosion. La cuirasse ferrugineuse, compacte et piquetée de grains de quartz, qui revêtait cette surface, a été presque partout détruite. Seuls quelques témoins subsistent encore dans le ***Ferlo septentrional***[2]. *Les débris de la cuirasse, de taille variable allant du bloc au gravillon, ont été remaniés sur une courte distance et souvent cimentés par les oxydes de fer en une nouvelle cuirasse,* d'origine détritique, qu'on peut qualifier de secondaire.

Cette formation est visible dans deux carrières *à proximité du lit majeur du fleuve.* A Thillé Boubacar (feuille Dagana) la cuirasse compacte du Pliocène est recouverte par place d'une cuirasse gravillonnaire, bien indurée ; à côté s'étalent des gravillons ferrugineux, non cimentés, avec une matrice argilo-sableuse. Dans la carrière de Mbilor Diéri, près de Dagana, le dépôt de gravillons ferrugineux est plus épais ; dans sa partie inférieure on remarque des blocs de cuirasse gravillonnaire. Ce matériel bien homogène provient surtout du remaniement d'une ancienne cuirasse à pseudo-pisolites, qui est encore visible près de Bokoul situé à une vingtaine de kilomètres en amont. La cuirasse secondaire et la nappe de gravillons meubles affleurent, en outre, près du terrain d'aviation de Richard-Toll.

Les mêmes niveaux ferrugineux apparaissent aussi en plusieurs endroits de la *rive orientale du lac de Guier,* notamment près de Mbane, à Saninte et au Sud-Est de Sier (feuille Dagana). De gros blocs de cuirasse gravillonnaire ou conglomératique reposent sur des marnes blanches, probablement yprésiennes, au village de Saninte. Plusieurs cuirasses se superposent dans le bas plateau s'étendant à l'Est de la digue de Keur Momar Sarr. Sa surface, en pente douce vers le Sud–Sud-Ouest, est couverte de dalles de cuirasse ferrugineuse gravillonnaire, d'une épaisseur de 1,50 m environ ; les gravillons sont formés à partir d'un grès ferrugineux et entourés d'un cortex brun-noir. Ce plateau est entaillé par une série de petits oueds dans les environs de Keur Mbaye Seck. Sur les versants s'éparpillent des fragments de taille variable d'une cuirasse compacte, parfois très riche en grains de quartz, entourés d'une patine brun clair ; c'est le niveau fini-pliocène. On trouve par endroits, entre les deux, des blocs d'une cuirasse conglomératique avec de gros éléments de la cuirasse compacte sous-jacente.

Ainsi la surface qui s'incline en pente très douce[3] vers le fleuve ou le lac de Guier, paraît complexe : quelquefois elle tronque le sommet de la cuirasse pliocène, le plus souvent elle se développe dans les grès du Continental terminal, recouverte d'une cuirasse secondaire ou d'un épandage de gravillons ferrugineux meubles ; près de la rive orientale du lac de Guier, elle

1. H. Paloc, 1960, p. 12 ; à cet endroit l'épaisseur totale des formations détritiques quaternaires dépasserait 30 m.
2. Cf. 3e partie, chap. II, B 2 b.
3. Elle est de l'ordre de 0,1 %.

tranche les marnes yprésiennes. Ne doit-on pas la considérer comme *un glacis polygénique* (fig. 93) *façonné à plusieurs reprises au cours du Quaternaire ancien et moyen ?* L'érosion est restée chaque fois limitée, se traduisant par des retouches successives. Son ampleur augmente vers le Sud et l'ablation des dépôts du Continental terminal atteint une quarantaine de mètres aux abords de la vallée morte du Ferlo près de Yonoféré (fig. 80 b). Localement ce niveau polygénique peut être un glacis d'accumulation où se sont sédimentés des débris de la cuirasse pliocène, indurés ensuite par le fer, comme près de Keur Mbaye Seck.

Des dépôts de calcaire lacustre existent aussi dans les régions septentrionales du Sénégal. F. JACQUET[1] les a mentionnés le premier et signalé qu'ils contiennent des fossiles appartenant aux genres *Melania, Planorbis* et *Physa*. A. GORODISKI (1955) a montré ensuite leur extension dans la région de Louga. Puis M. DIENG (1962) les a cartographiés dans le Ferlo septentrional. Ces calcaires gris-blanc, friables, d'aspect souvent tuffacé, renferment de nombreux grains de quartz. L'analyse chimique de divers échantillons, effectuée par le B.R.G.M., montre que leur teneur en carbonate de calcium peut varier de 10 à 50 %, alors que celle en silice est comprise entre 40 et 70 %[2]. Du point de vue pétrographique c'est un grès calcaire tendre. Il englobe par endroits des gravillons ferrugineux.

Ces calcaires lacustres ne constituent pas un niveau continu mais forment de nombreuses taches de superficies très variables[3]. Des sables de couverture les masquent généralement et ils sont connus surtout par l'étude des déblais de puits ou des carottes de forages ; au puits de Talli[4], par exemple, ils se situent à 2,50 m de profondeur et reposent sur les grès argileux du Continental terminal (fig. 77). Ces dépôts calcaires affleurent cependant par place au bord de l'entaille de la *vallée morte du* ***Bounoum***, qui prolonge le sillon du lac de Guier vers le Sud-Est. L'observation des coupes de terrain montre clairement qu'ils s'identifient au calcaire du Rkiz, à la fois par la nature pétrographique et leur position stratigraphique.

Les calcaires lacustres apparaissent principalement sur le bord septentrional de cette ancienne vallée[5]. Nous venons de montrer que juste en amont du grand coude de Keur Momar Sarr, où elle débouche dans le lac de Guier, s'étend un bas plateau jonché de blocs de cuirasse gravillonnaire et festonné par les entailles de petits oueds. En contrebas s'étalent vers le Sud-Est des terrains sablonneux avec des pointements de calcaires lacustres contenant des gravillons ferrugineux. Ainsi la disposition des niveaux n'est-elle pas la même que celle observée dans l'Aftout ech Chergui ? Aux environs de Nodi on peut voir sur le versant nord-est de la vallée, de haut en bas[6] : du sable dunaire, des calcaires lacustres ; quelques mètres plus loin apparaissent des gravillons ferrugineux et des débris de cuirasse conglomératique, puis des fragments de calcaire éocène. La mise en place de la nappe détritique à éléments ferrugineux est-elle antérieure au dépôt des calcaires lacustres ou se situe-t-elle après une phase d'entaille de cette formation ? La question reste ouverte puisqu'il n'a pas été possible de voir si la nappe d'épandage passe sous les calcaires lacustres ou repose sur eux.

Les calcaires compacts et les marnes de l'Éocène inférieur venus en affleurement à la base de l'entaille ont connu une certaine karstification. Lors de la construction du barrage de Keur Momar Sarr, qui ferme l'extrémité sud du lac de Guier, une série de petites dolines trouant des couches de calcaire marneux blanchâtre sont apparues dans la tranchée[7]. Ces cavités de forme circulaire ou elliptique ont un diamètre moyen de 1,20 m et leur profondeur dépasse 1,50 m[8]. Elles sont toutes remplies de gravillons ferrugineux, auxquels s'ajoutent quelques débris plus grossiers de cuirasse, piquetée de grains de quartz, provenant de la surface pliocène.

1. Notice de la carte géologique au 1/1 000 000, feuille Dakar-Ouest.
2. Cf. A. CORNET, 1964, p. 30.
3. Les plus importantes sont indiquées sur la carte géologique au 1/2 000 000 ; cf. pl. II.
4. Le nom est orthographié Tila sur la nouvelle édition de la feuille Linguère au 1/200 000 (1967).
5. Elle a été creusée lors d'une importante régression marine, au début du Quaternaire récent ; cf. 5e partie, chap. I, A 1.
6. Cette coupe a été levée à 9 km en aval de Nodi (orthographié Nobi sur la nouvelle édition de la feuille Linguère).
7. P. MICHEL, 1957 b, p. 9 et photo 6.
8. L'arrêt de la fouille m'a empêché de connaître leur profondeur exacte.

Au Sud de la vallée du Bounoum, dans les environs de ***Dahra*** (fig. 93), les calcaires lacustres se présentent à l'affleurement en petites taches circulaires, d'un diamètre de quelques mètres, couvertes d'une flore plus calcicole. Les travaux pédologiques de P. AUDRY (1962) ont montré que ces taches correspondent à des *calottes de calcaire* tronquées par l'érosion. D'autres restent enfouies sous un mince dépôt de sable dunaire. La carrière de Dahra donne une belle coupe d'une de ces calottes[1] ; sa hauteur est de 1,15 m et son diamètre à la base atteint 12 m (fig. 101 b). Elle repose sur une cuirasse ferrugineuse, épaisse de 3,30 m. Le profil de cette cuirasse est complexe : d'abord très compacte, de texture pisolitique, elle devient ensuite alvéolaire et moins résistante (carapace), puis conglomératique avec à sa base de gros débris de la cuirasse gréseuse formée à la fin du Pliocène (fig. 101 b). A la partie supérieure on remarque, en outre, un remplissage calcaire sur environ 0,80 m en prolongement de la disposition de la calotte. C'est une cuirasse de nappe formée par la cimentation de fragments remaniés de l'ancienne cuirasse et influencée ultérieurement par le lessivage des calcaires lacustres sus-jacents. Elle recouvre les grès hétérométriques argileux et bariolés du Continental terminal.

Nous avons pu observer récemment la coupe d'une autre calotte de calcaire lacustre à environ 12 km à l'Ouest du coude de Keur Momar Sarr, près de K. Ibra Maram, dans la tranchée d'adduction d'eau partant du lac de Guier pour rejoindre Dakar[2]. Ce dôme, formé de calcaire sableux, blanc et très friable, a une épaisseur d'au moins 1,60 m. Ses flancs sont couverts de sable brun clair, devenant plus foncé en profondeur, avec un niveau de sable jaune à la base. Le profil de la tranchée est assez différent à 5 km au Nord–Nord-Est. Des sables brun orangé, épais de 0,80 à 1,40 m recouvrent un niveau de graviers ferrugineux, contenant quelques débris de cuirasse compacte gréseuse, long de 5 à 10 cm. Celui-ci repose sur des sables calcaires blancs avec quelques rares gravillons ferrugineux. Les éléments calcaires correspondent au dépôt d'une ancienne nappe phréatique[3]. Ils ont été partiellement lessivés avant l'épandage du matériel ferrugineux : le profil présente une belle poche de dissolution, remplie de gravillons et petits fragments de cuirasse.

Les calcaires lacustres sont encore visibles dans le ***Ferlo oriental*** *aux environs de Diaré Mbolo*, qui se situe à une cinquantaine de kilomètres au Sud–Sud-Ouest de Bakel[4]. Ils jalonnent les rives de plusieurs petits marigots, dont la jonction constitue une des branches supérieures du Niéri-Ko, affluent de droite de la Gambie (pl. I). Comme dans les environs de Dahra, les calcaires se présentent le plus souvent sous forme de calotte et de dôme posés sur les grès du Continental terminal (fig. 101 c) ; quelquefois la butte a un aspect de cône tronqué à sommet tabulaire. Des dépôts de sable argileux du premier remblai forment une terrasse à faible distance[5]. Ils avaient recouvert les calcaires lacustres, car le dégagement de calottes est visible par endroits (fig. 101 c).

Cette forme en dôme ou calotte n'est-elle pas singulière ? Elle ne correspond sûrement pas à la surface de dépôt. A quels mécanismes d'érosion imputer ce façonnement original ? Les buttes de la région de Diaré Mbolo présentent à leur surface un mélange de nodules calcaires très durs et de passées sablo-limoneuses tendres. Leurs bas versants sont jonchés de concrétions de calcaire, riches en quartz clastique. D'après l'étude d'une lame mince[6] la calcite est bien cristallisée ; les gros grains de quartz sont parfois corrodés. Donc une action biochimique s'est exercée sur les dépôts calcaires entraînant une certaine migration et recristallisation de la calcite[7]. Elle s'est produite avant leur fossilisation par les sables dunaires ou par le

1. Cette carrière a été élargie et approfondie par les soins de P. AUDRY. La fraction argileuse du dépôt calcaire est constituée pour moitié de kaolinite assez bien cristallisée et pour moitié d'édifices gonflants et de montmorillonite.
2. Au cours d'une brève tournée faite en janvier 1970 en compagnie de D. DÉMOULIN et D. NAHON.
3. D'après R. BOULET, J. C. LEPRUN et A. RUELLAN, pédologues de l'O.R.S.T.O.M., qui ont examiné cette coupe quelques jours plus tard.
4. Leur existence a été signalée par M. DIENG, 1963, mais ce géologue n'en donne aucune description, ni même leur localisation précise ; ils ont été très mal cartographiés sur la carte géologique au 1/200 000, feuille Bakel.
5. Ils sont contemporains de l'établissement des dunes rouges ; cf. 5e partie, chap. I, C 1.
6. Cf. Annexe 2, PM 933.
7. P. AUDRY, 1962, a aussi remarqué sur certaines calottes des phénomènes d'altération et de dissolution.

matériel sablo-argileux du premier remblai. Cette altération aurait ainsi créé un modelé très particulier[1]. Le ruissellement a pu intervenir pour déblayer les grains de sable libérés par la dissolution du calcaire. Mais il ne semble pas que la corrasion ait joué un rôle dans la formation de ce modelé puisque au cours de la période la plus aride du Quaternaire l'action du vent a été peu sensible dans les régions situées au Sud de Bakel, comme nous le verrons ultérieurement[2].

La présence de calcaires lacustres dans la région de Diaré Mbolo permet de préciser leur position par rapport aux glacis étagés et de faire ainsi le raccord entre la morphogenèse dans les hauts bassins et les formations s'étendant de part et d'autre de la basse vallée du Sénégal. Lorsqu'on quitte la cuvette où se sont déposés les calcaires recouverts de sable argileux, le terrain se relève d'abord de quelques mètres, puis monte en pente beaucoup plus douce. Des dalles de carapace ferrugineuse apparaissent alors par endroits : c'est la surface du haut glacis, dégradée par l'ablation mécanique de la partie supérieure de son revêtement ferrugineux (fig. 101 c). Nous avons vu[3] que ce glacis est très étendu sur les grès argileux du Continental terminal dans la région de Bakel (fig. 93). Son entaille par le cours supérieur du Niéri-Ko apparaît à peine. *Les calcaires lacustres se sont sédimentés lors de la période humide suivante, pendant laquelle s'est cuirassé le moyen glacis.* Cette branche du Niéri-Ko a sans doute connu ensuite un régime surtout endoréique ; ainsi les épandages de sable argileux ont fossilisé peu à peu les calottes calcaires.

Des calcaires lacustres se sont probablement aussi déposés près de l'actuelle basse vallée du fleuve, mais ils ont été érodés. On en trouve des traces dans la carrière de Mbilor Diéri. J. Tricart (1960 a) a déjà signalé qu'à cet endroit la nappe de gravillons ferrugineux, contenant des blocs de cuirasse gravillonnaire, « a été disséquée par des vallons évasés »[4]. Ceux-ci sont colmatés d'un dépôt de sable fin assez hétérométrique ; il renferme du gravillon ferrugineux et des petits débris de calcaire lacustre.

La plupart des grains de quartz portent des marques d'une attaque biochimique, mais leurs corrosion et ferruginisation sont anciennes. Le façonnement ultérieur des grains semble avoir été faible ; ainsi s'expliquerait le nombre assez élevé de mats chimiques et la présence de quelques grains à éclat naturel[5]. Ces vallons, qui dissèquent l'extrémité du glacis polygénique s'étendant au Ferlo septentrional, ont été creusés puis colmatés par des ruisseaux rejoignant le lit du Sénégal.

c. Région du Delta

La sédimentation dans ce secteur littoral semble avoir été complexe d'après les coupes des sondages dont nous disposons actuellement. *La région a connu une certaine subsidence, ce qui complique singulièrement la reconstitution des anciens niveaux de la mer.* Elle a été affectée, en outre, par le rejeu de failles localisées sur le flanc occidental du bombement anticlinal du lac de Guier.

Dans la ***zone maritime du Delta*** se sont déposés des sédiments marins ou littoraux. J. P. Nicolas a signalé[6] la présence de « lumachelles » entre – 13 et – 15 m à Saint-Louis, d'après l'étude des coupes de forages effectués au début de ce siècle. En 1963 le sondage de l'hôpital, situé dans le centre de la ville, a traversé de 14 à 20 m un « conglomérat calcaire coquillier ». Ce niveau induré est recouvert de sable gris et blanc contenant des débris de coquilles. Il apparaît sur la plate-forme continentale dans la zone infra-littorale à la hauteur de Saint-Louis puisque la carte marine 5851 indique « des fonds rocheux entre 13 et 17 m

1. Qui n'a pas été signalé dans d'autres régions du globe à notre connaissance ; c'est pourquoi nous manquons de points de comparaison.
2. Cf. 5e partie, chap. I, B 2 b.
3. Cf. chap. I, B 1 a.
4. Cf. p. 19 et photo pl. VI, n° 2.
5. La morphoscopie de l'échantillon 1183 est la suivante pour les tamis 26 et 24 : non usés 30-40 %, coins arrondis 48-58 % arrondis 22-10 %, ovoïdes 0-2 %, éclat naturel 8-8 %, mat chimique 22-22 %, picoti-luisant 28-48 %, luisant 40-22 %, mat éolien 2-0 %.
6. *In* A. Guilcher, 1954, p. 9.

devant la Langue de Barbarie[1] et ces fonds paraissent être à l'origine des lumachelles qui sont parfois ramenées par les pêcheurs africains et qui sont rejetées en assez grand nombre sur toute la longueur de la plage » (A. GUILCHER, 1954, p. 9).

Un *sondage de reconnaissance* a été effectué en 1967 par le B.C.E.O.M.[2] *à Mouit*, près de Gandiol ; il se situe donc à la pointe sud-ouest du Delta, *près de l'embouchure actuelle du fleuve* (fig. 102). Nous avons pu examiner les échantillons avec P. ELOUARD et H. FAURE[3] et nous avons établi ensemble la coupe détaillée ci-dessous. P. ÉLOUARD a déterminé la faune et défini les milieux écologiques ; quatre lots de coquilles, prélevés à différents niveaux, ont été datés par le radiocarbone[4] :

Altitude + 2,30 m Dunes littorales semi-fixées

0,00- 1,80 m	sable fin à petits débris de coquilles, gris clair (sol sur sable de plage remanié)
1,80- 2,30	sable fin à petits débris de coquilles, beige
2,30- 3,30	sable fin avec grains grossiers. Nombreux débris de coquilles roulées où dominent *Meretrix tumens* et *Donax rugosus* (cébette) ; contient également *Cardita ajar*, *Arca senilis* (très usé), et un débris de Gastéropode (peut-être *Thais haemastoma*) Milieu écologique : dépôt de plage en milieu sableux correspondant à une mer agitée
3,30- 6,30	sable fin, avec quelques grains plus gros, à débris de coquilles, beige clair
6,30- 6,50	niveau de vase, gris foncé } lagunaire
6,50- 8,80	sable légèrement vaseux, gris clair } lagunaire
8,80-11,40	sable beige clair, avec nombreux grains grossiers, usés. Même milieu écologique que de 2,30 à 3,30 m. Coquilles de *Meretrix*, *Donax rugosus ;* on note aussi la présence de *Corbula laticosta*, *Hydrobia ulvae*, *Loripes aberrans*, qui indique un milieu lagunaire. Situation à la limite mer ouverte et lagune. Datation au C 14 de coquilles prélevées entre 10 et 11 m : 2 000 ± 100 ans B.P.
11,40-12,00	argile gris-brun (vase). Milieu lagunaire salé, attesté par *Mactra glabrata* et *Natica marochiensis*
12,00-13,00 m	sable grossier jaune à débris de coquilles très abondants, localement cimenté, à aspect de beach-rock. Débris de coquilles très roulées et très fragmentées. Datation au C 14 : 16 000 ± 400 ans B.P.[5]
13,00-15,10	sable blanc-beige, plus fin, luisant, avec des fragments de coquilles, souvent cimentés : beach-rock gréseux (présence d'une valve entière très encroûtée, probablement *Cardium ringens*)
15,10-15,80	beach-rock gréseux, à nombreux débris de coquilles, où les *Cardium* presque entiers dominent. Un gros *Cardium* très encroûté paraît être un *Cardium ringens ;* présence de Bryozoaires. Datation au C 14 de plusieurs coquilles : 31 300 ± 2 500 ans B.P.
15,80-16,00	beach-rock, plus sableux (gros grains mats, petits grains luisants) avec des éléments fins. Nombreux *Cardita ajar*
16,00-17,00	graviers de nodules irréguliers de grès calcaire et fragments de beach-rock. Un débris de *Cardium ringens*
17,00-18,00	beach-rock sableux, coquilles non déterminables
18,00-19,00	sable fin blanc à concrétions calcaires
19,00-20,00	même sable, fragments de beach-rock azoïque
20,00-21,20	même sable, à fragment de croûte calcaire zonée, et concrétions calcaires
21,20-23,50	lumachelle très compacte. Nombreux moules internes et externes d'*Arca senilis ;* parfois petits nodules d'argile verte dans les trous. Échantillon d'*Arca* partiellement dissoutes avec une huître, daté au C 14 : 34 000 ± 3 000 ans B.P.
23,50-24,00	sable fin, jaune-ocre, à concrétions calcaires
24,00-25,95	argile, très finement sableuse, compacte, bariolée (gris-jaune-ocre)
25,95-26,20	grès calcaire à débris de coquilles, avec des fragments de lits d'un calcaire blanc crème à pâte fine. Une *Gryphea gasar* et des fragments de la même espèce
26,20-27,40	grès très fin argilo-calcaire, à débris de coquilles ; (au sommet : lit de calcaire blanc, identique au niveau supérieur, épais de 2,5 cm, qui montre que le calcaire blanc se

1. C'est la flèche littorale qui sépare le fleuve de l'océan en aval de Saint-Louis (fig. 102).
2. Bureau central d'études pour les équipements d'outre-mer, Paris.
3. Je remercie vivement M. MAURICE, ingénieur au B.C.E.O.M. et ancien collègue de la M.A.S., de nous avoir confié ces échantillons qui sont maintenant entreposés au laboratoire de géologie de Dakar.
4. Tous les âges sont exprimés en ans B.P. : « before present », c'est-à-dire avant 1950, année de référence.
5. La datation a été faite sur une seule huître contenue dans un sable de débris de coquille. C'est probablement une huître « détritique » : un « galet » d'une huître plus ancienne reprise dans du sable plus récent (H. FAURE, *in litt.* 5.5.69).

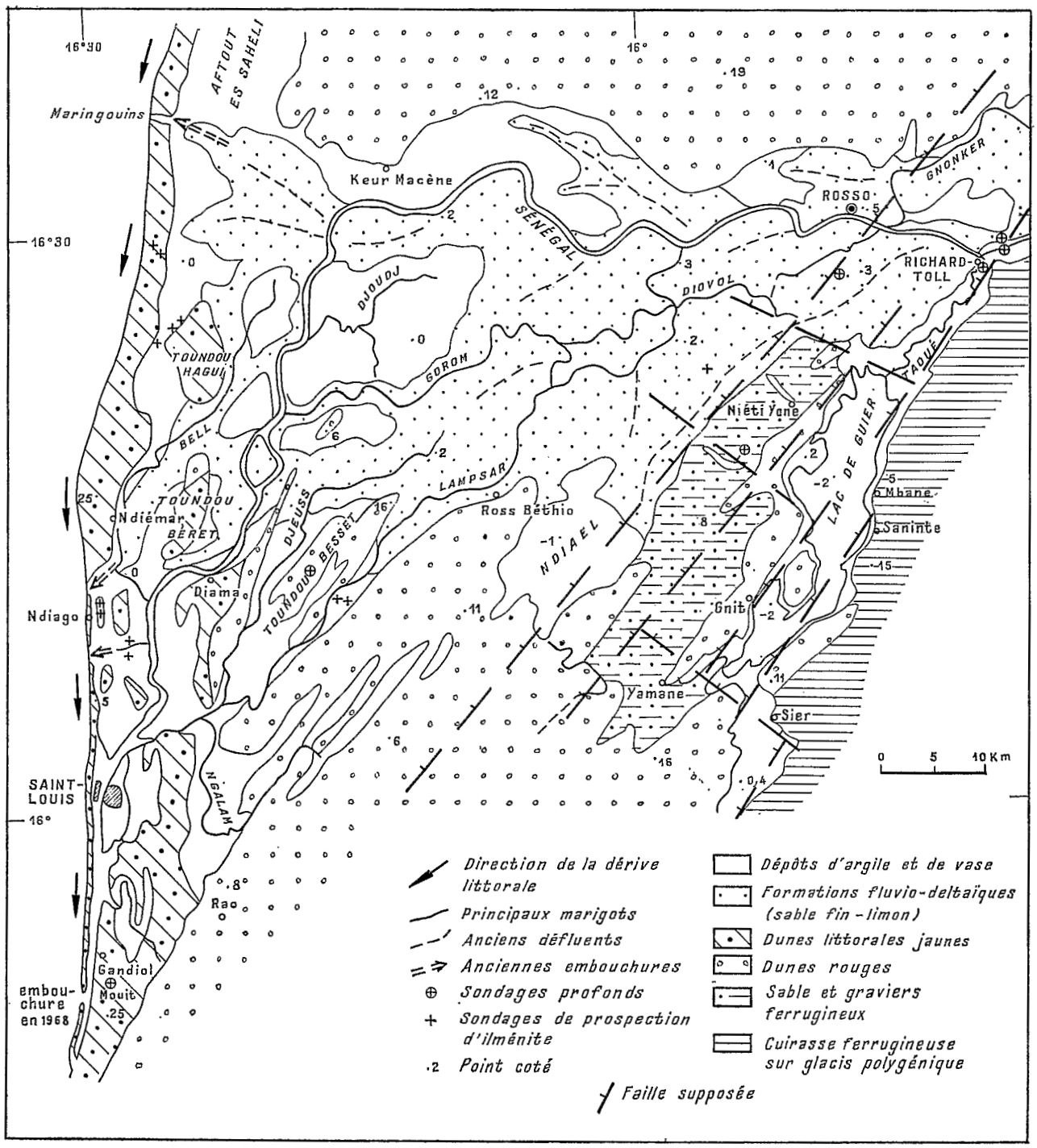


FIG. 102. — Croquis géomorphologique et géologique du Delta du Sénégal.

	forme par imprégnation du grès). La base est moins riche en coquilles et moins calcaire. Couleur jaune-brun verdâtre
27,40-28,20 m	argile compacte, gris-bleu et verte
28,20-29,40	grès très fin tendre, jaune ; quelques grains plus gros (luisants ou mats, peu usés).
29,40-30,50	grès calcaire, à grains très fins, bien consolidé, jaune clair. Débris de coquilles et nombreux moules externes de *Mesalia brevialis* (Gastéropode qui vit à 15 m de profondeur), un moule interne de Lamellibranche (Telline ?)

Cette coupe permet de connaître la succession des milieux de sédimentation et elle donne des indications sur l'âge des divers niveaux. Le grès calcaire entre 29,40 et 30,50 m (– 27,10 à – 28,20 m, cote à laquelle le sondage a été arrêté) est un dépôt franchement marin, selon P. ELOUARD. Il se serait sédimenté pendant le Quaternaire ancien ou le Pliocène, d'après la présence de *Mesalia brevialis*. Puis l'alternance de niveaux de grès tendre ou de sable à débris de coquilles et de niveaux d'argile compacte de 29,40 à 23,50 m indique une succession de dépôts de plage, peut-être en milieu agité, et de dépôts de vase en milieu calme, lagunaire. L'âge de ces sédiments ne peut pas être précisé.

Les sables souvent coquilliers de 23,50 à 15,10 m correspondent à une sédimentation littorale. *Le matériel a été ensuite cimenté en beach-rock ou grès de plage par un ciment calcaire*[1], probablement dans la zone de contact entre l'eau douce phréatique et l'eau salée[2]. Ces beach-rocks peuvent donc être interprétés comme un faciès de début de régression marine. Ils ont pu subir par la suite une certaine karstification. *Des coquilles de ces anciennes plages, prélevées entre – 18,90 à – 21,20 m et entre – 12,80 à – 13,50 m ont été datées par le radiocarbone de 34 300 ± 3 000 ans B.P. et de 31 300 ± 2 500 ans B.P.* Ces âges se situent près de la limite de l'utilisation du C 14 pour la chronologie absolue ; c'est pourquoi des datations de contrôle par les méthodes du déséquilibre de l'uranium sont en cours sur les mêmes échantillons[3].

Des âges du même ordre ont été obtenus sur des beach-rocks de même nature dans la région de Nouakchott et sur la côte méridionale de la presqu'île du Cap-Vert[4]. Mais, à ces endroits, les grès de plage se situent légèrement au-dessus du niveau actuel de la mer. Leur position entre – 12,80 et – 23,20 m à Mouit et à des cotes analogues dans les sondages de Saint-Louis ne correspond donc pas à une situation de la mer beaucoup plus basse à cette époque que de nos jours, mais indique, au contraire, *un certain affaissement de la région littorale du Delta.* La subsidence s'est déjà manifestée pendant la transgression, appelée Inchirien par P. ELOUARD, H. FAURE et L. HÉBRARD (1969), puisque le premier beach-rock daté de 34 300 ans se situe à 7-10 m sous celui de 31 300 ans. Elle s'est poursuivie au cours de la régression marine.

La partie supérieure de cette formation consolidée en beach-rock de l'Inchirien a été érodée lors de la dernière transgression, correspondant à la remontée générale du niveau de la mer pendant l'Holocène. Ainsi des fragments de beach-rock se sont mélangés à du sable entre – 9,70 et – 12,80 m. C'est pourquoi la date de 16 000 ± 400 ans B.P. pour le niveau de – 9,70 à – 10,70 m n'a pas de signification : il s'agit d'un âge moyen entre le grès de plage inchirien et les dépôts de la dernière transgression, qui sont restés meubles.

Ce beach-rock existe aussi dans des parties plus septentrionales de la zone maritime du Delta. Il a été touché par deux sondages, lors d'une prospection d'ilménite, dans la région de Ndiago et à la bordure nord-ouest de l'ensemble dunaire de Toundou Hagui (fig. 102). A. ALLON (1957) donne la coupe suivante pour le sondage S 2 effectué dans la région de Ndiago (à 230 m au Sud du marigot Gueyeloubé — feuille Saint-Louis) :

0,00- 2,00 m	vase contenant des débris de petites coquilles
2,00- 3,50	sable argileux, débris de coquilles
3,50- 8,00	sable gris avec gros débris de coquillages entre 5,50 et 6,50 m

1. A. GUILCHER, 1961.
2. Cf. l'étude de D. DÉMOULIN, J. P. MASSE, 1969.
3. Elles sont faites, comme les précédentes, au Centre des faibles radioactivités, Gif-sur-Yvette (France).
4. Cf. paragr. 2 a.

8,00-11,50 m	sable gris légèrement argileux, débris de petites coquilles
11,50-13,50	sable gris clair
13,50-15,40	sable gris avec galets de lumachelle
15,40-16,00	sable et coquilles cimentés en beach-rock

La cote du terrain n'est pas indiquée, mais elle doit approcher + 2 m. Ainsi le beach-rock se situe à la même profondeur que celui de Mouit, daté de 31 300 ans B.P. Sa partie supérieure a aussi été érodée et sur une épaisseur de 2 m les fragments se sont mêlés à des sables au cours de la dernière transgression.

Au Nord du Delta du Sénégal s'allonge *la dépression de l'Aftout es Saheli* entre l'erg de dunes rouges du Trarza et les dunes littorales (fig. 102). L. HÉBRARD (1968 a) y a trouvé le long de la côte entre Chott Boul[1] et le 17e parallèle (feuille Saint-Louis) « des blocs de grès coquilliers, mesurant jusqu'à 40 cm de côté et 10 cm d'épaisseur... Le revers de la crête de plage (...) peut être pavé de ces blocs de grès qui peuvent se trouver jusqu'à 100 m à l'intérieur des terres... » (p. 14). Ces grès de plage n'affleurent nulle part. C'est pourquoi « il est difficile d'avancer quelle est leur cote en mer. Émergent-ils à marée très basse ou bien faut-il aller les chercher à quelques dizaines de mètres de profondeur ? ». Souhaitons que la position de ce niveau puisse être précisée par des plongées sous-marines ou des dragages de la plate-forme continentale. Il serait, en effet, intéressant de connaître sa profondeur exacte pour savoir si la région de l'Aftout es Saheli a aussi connu une certaine subsidence. Les blocs de beach-rock contiennent, selon L. HÉBRARD (1968 a), des gravillons de quartz émoussés luisants, longs de 5 mm, des graviers de calcaire de 3 cm, des débris de coquilles et même des coquilles entières calcitisées et indéterminables ; un échantillon renferme cependant un oursin *Radiorotula* et une *Arca*.

Jusqu'où s'étend ce niveau de beach-rock vers ***l'intérieur du Delta ?*** On ne peut pas fixer sa limite avec précision, faute de sondages suffisants. Elle semble coïncider approximativement avec le tracé nord-sud du fleuve entre la cuvette du Djoudj et Diama (fig. 102). Le grès de plage inchirien n'a plus été recoupé par le *sondage profond de Toundou Besset*, qui a par contre traversé surtout des dépôts de sable argileux légèrement consolidé. Or ce sondage pétrolier ne se trouve qu'à 7 km à l'Est du Sénégal.

Le sondage se situe dans une dépression interdunaire au milieu d'alignements de dunes rouges conservées dans la partie sud-ouest du Delta entre les marigots du Djeuss et du Lampsar (fig. 102). Il est implanté à la cote + 3 m. Les formations sablo-limoneuses ou sablo-argileuses ont 48 m d'épaisseur ; leur base se trouve donc à la cote − 45 m (fig. 77). Elles reposent directement sur la série de sables grossiers du Miocène marin[2]. Ces sédiments fins contiennent, outre des concrétions calcaires, de tout petits fragments de cuirasse ferrugineuse et des débris de coquilles ; ces derniers sont plus abondants à certains niveaux. D'après les géologues de la S.A.P.[3] le sondage aurait recoupé entre 22 et 25 m de profondeur un banc de calcaire gréseux à Amphistégines[4]. La coupe du sondage se présente ainsi de 12 à 48 m[5] :

12-13 m	sable fin, brun clair, avec des granules ferrugineuses et des débris de coquilles
13-15	limon et sable hétérométrique argileux ; des nodules calcaires
15-19	sable fin ocre-gris ; des concrétions de calcaire et des débris de coquilles
20-21	limon et sable jaune
22-35	sable fin avec quelques gros grains ; des nodules calcaires et débris de coquilles à certains niveaux
36-44	limon argileux et quelques grains de sable jaune ou beige
45-48	sable hétérométrique, argileux ; quelques granules de calcaire et des débris de coquilles.

Les *courbes granulométriques* (fig. 103 A) montrent bien les variations de la taille des éléments d'un niveau à l'autre. Les médianes sont comprises entre 7 μ et 0,25 mm. Le tri

1. Cette ancienne embouchure du fleuve est souvent appelée « les Maringouins » ; cf. J. TRICART, 1961 a.
2. Cf. 3e partie, chap. II, A 1 c.
3. J. CASTELAIN, J. CAUVIN, 1963.
4. Il contiendrait en outre des *Rotalia beccarii* (Linné) et des Characées
5. Je l'ai établie d'après les échantillons de la S.A.P. prélevés tous les deux mètres ; il manque ceux de 0 à 12 m.

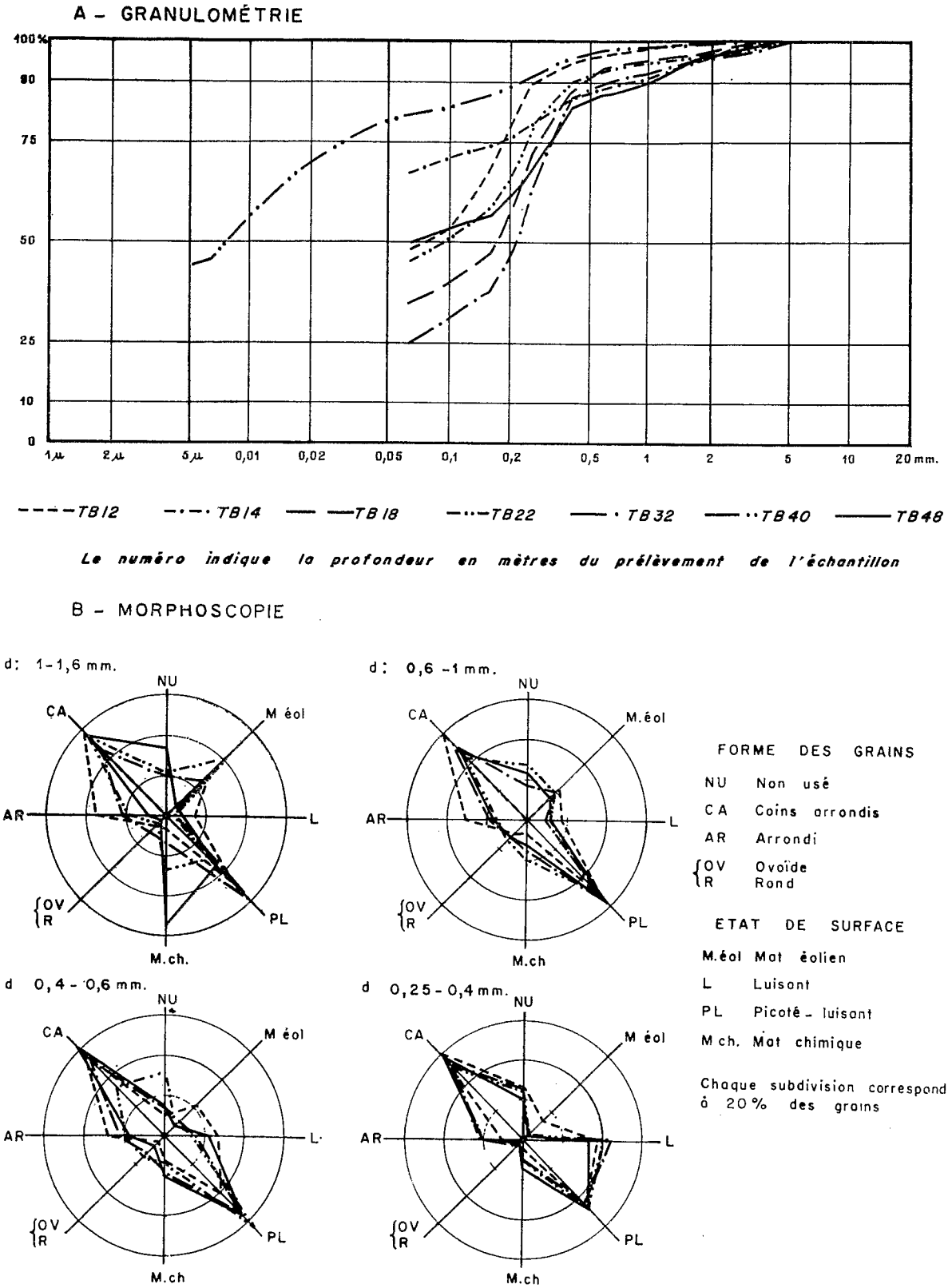


FIG. 103. — Sables argileux du Tafaritien (?). Sondage de Toundou Besset (Delta du Sénégal). Analyses granulométriques et morphoscopiques.

est aussi variable : assez bon pour TB 18 et 32, il est presque nul pour TB 14 et 40. Mais tous les échantillons possèdent une petite fraction de granules et gravillons (> 2 mm), allant de 0,5 à 5 % : ce sont les nodules calcaires, débris ferrugineux et les fragments de coquilles.

L'*étude morphoscopique des sables* (fig. 103 B) confirme que nous avons affaire à un mélange de matériel. Beaucoup de grains présentent des traces d'une attaque biochimique. Mais ces marques de corrosion sont anciennes. Elles datent probablement de l'importante phase d'altération à la fin du Pliocène. Par dissolution de la silice se sont alors creusées des fissures et des cavités irrégulières, souvent ferruginisées. Puis ces grains ont été remaniés par l'eau : beaucoup ont été lavés et les oxydes de fer n'y subsistent que dans les fissures. A la base de la formation (TB 48) les mats chimiques sont encore abondants aux grandes tailles (1-1,6 mm). Certains grains ont été repris par le vent ; les mats éoliens sont surtout présents dans la partie supérieure de la série (TB 12 et 22). Mais dans l'ensemble les picotés-luisants prédominent. Le picoti indiquerait une nouvelle action chimique au niveau de la nappe, après la sédimentation. Quant à leur forme, la plupart des grains ont des coins arrondis. Néanmoins les non usés sont relativement nombreux. Certains proviennent de la fragmentation de grains fissurés au cours du remaniement par les eaux, d'autres sont hérités directement des grès du Continental terminal (fig. 78 B).

Leur fraction argileuse est composée principalement de montmorillonite (tableau 25). La proportion de kaolinite et d'illite y est toujours faible, alors que dans les formations des glacis du haut bassin la kaolinite prédomine et souvent même constitue la totalité de la fraction argileuse[1]. Pourquoi cette différence ? Elle s'explique si l'on considère l'origine du matériel. Le sondage se situe à une faible distance de l'anticlinal du lac de Guier formé par les séries néritiques du Lutétien inférieur et de l'Yprésien[2], dont les dépôts de marnes et d'argile d'origine chimique sont riches en montmorillonite[3]. La fraction fine des dépôts de Toundou Besset proviendrait donc surtout de l'érosion de ces anciens sédiments marins.

Tableau 25. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AU RAYONS X.
Sondage de Toundou Besset - Delta du Sénégal.

Le chiffre indique la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite
996	2	traces	8
TB 16	1	1	8
TB 20	1	1	8
TB 26	1	1	8
TB 32	2	2	6
TB 40	2	traces	8
TB 48	2	2	6

Prélèvements :

996 — 2,20 m prof., sondage à la tarière
TB — échantillon du sondage profond ; le chiffre indique la profondeur en mètres

Les analyses d'échantillons prélevés à différentes profondeurs montrent que la composition de la fraction argileuse reste homogène sur toute l'épaisseur de la série. De légères variations n'apparaissent que dans sa partie inférieure. Elles coïncident avec des changements dans la sédimentation. Ainsi TB 40, formé surtout de limon et d'argile (fig. 103 A) est riche en montmorillonite, très pauvre en illite. Par contre TB 32, beaucoup plus sableux et mieux trié, contient moins de montmorillonite alors que la proportion d'illite augmente légèrement. Ces caractères indiquent à la fois un meilleur brassage du matériel et des apports plus importants et plus variés. La kaolinite, peu abondante, vient des formations

1. Cf. chap. I, A 2 a.
2. Cf. 1re partie, chap. I, C 2 a et b.
3. Cf. 3e partie, chap. I, C 2 a, notamment le tableau 16.

du Continental terminal. Les nodules calcaires se sont formés par dissolution des coquilles et peut-être aussi à partir des apports en solution venant des marnes et calcaires de l'Yprésien et du Lutétien inférieur.

Comment interpréter cette série sédimentaire découverte par le sondage de Toundou Besset ? La présence de fragments de coquilles incite à le considérer comme un dépôt marin ou littoral[1]. Mais l'abondance d'éléments fins et surtout la faiblesse du tri à certains niveaux montrent que l'action des vagues et des courants était souvent très réduite. *On a probablement affaire à des dépôts en fond de golfe, fermé à certaines époques par un cordon littoral.* Il est possible que cette sédimentation se soit produite surtout au cours de périodes plus humides que l'actuelle : ainsi s'expliquerait aussi l'importance de la fraction fine dans ces dépôts d'origine essentiellement locale et régionale. Le matériel sableux est issu des sédiments littoraux du Miocène et des grès argileux du Continental terminal s'étendant à l'Est du lac de Guier et autour du lac Rkiz sous la couverture dunaire.

La présence de glauconie est aussi indicatrice du caractère marin de ces sédiments. Elle donne une couleur gris-vert au matériel. Mais ce minéral n'apparaît que dans les déblais très frais puisqu'il s'altère très vite à l'air libre[2]. Cette glauconie semble provenir du lessivage des oxydes de fer du Continental terminal et de sa cuirasse. Ainsi, par leurs caractères sédimentologiques et minéralogiques, les dépôts de Toundou Besset présentent beaucoup de ressemblances avec les grès fins glauconieux de l'Aouker à l'Est de Nouakchott, identifiés par P. ELOUARD (1959). *Ceux-ci sont attribués à la première transgression marine qu'a connue la Mauritanie occidentale au Quaternaire* (fig. 5), *appelée maintenant Tafaritien* (P. ELOUARD, H. FAURE, L. HÉBRARD, 1969). Elle n'a pas pu être datée, mais elle s'est probablement produite au cours du Quaternaire ancien[3].

Les sables argileux de Toundou Besset, d'âge tafaritien probable, semblent être l'équivalent latéral des grès calcaires à grains très fins, avec de nombreux moules de *Mesalia brevialis*, atteints par le sondage de Mouit à la profondeur de 29,40 m. Nous avons vu que c'est un dépôt franchement marin, pouvant être attribué au Quaternaire ancien d'après sa faune. La formation de Toundou Besset représenterait la sédimentation littorale au fond de cet ancien golfe.

Comment ces dépôts marins et littoraux de la partie sud-ouest du Delta se raccordent-ils aux formations continentales reconnues dans le Ferlo septentrional[4] ? Il est impossible d'observer le contact puisqu'il est masqué soit par les dépôts marins ou fluvio-deltaïques récents dans le Delta même, soit par les dunes rouges ou les graviers et sables de couverture sur sa bordure sud-est (fig. 102). En outre, les terrains sont traversés de *petites fractures*, ce qui rend le raccord difficile.

Au cours de ses recherches hydrogéologiques dans le Delta, M. AUDIBERT (1968) a fait une mise au point intéressante sur ce problème de tectonique. En effet « plusieurs documents pétroliers récoltés récemment font état à la suite d'une campagne de sismique réfraction de l'existence d'une série de failles profondes dans le socle ayant rejoué récemment et affectant le Tertiaire et le Quaternaire. Ces failles, d'après le texte des géologues pétroliers, sont orientées SW-NE et se relaient par de petites failles WNW-ESE » (p. 7). A partir de ces indications, complétées par ses observations personnelles, ce géologue a tracé à la bordure orientale du Delta deux failles principales de direction SW-NE et deux petites failles orthogonales : la première des grandes failles se situerait à proximité du lac de Guier ; la seconde se localiserait près du contact des épandages de graviers ferrugineux et des sédiments fluvio-deltaïques au Nord-Est du Ndiael, alors que vers le Sud-Ouest elle se trouverait sous les cordons de dunes rouges (fig. 102).

1. Ces débris sont malheureusement trop petits pour la détermination des espèces.
2. J'ai pu le voir sur le terrain dans les déblais d'un petit sondage fait par M. AUDIBERT en janvier 1968 ; par contre il avait disparu dans les échantillons du sondage pétrolier que j'avais analysés auparavant.
3. Cf. paragr. 2 a.
4. Cf. paragr. b.

d. Secteur du lac de Guier

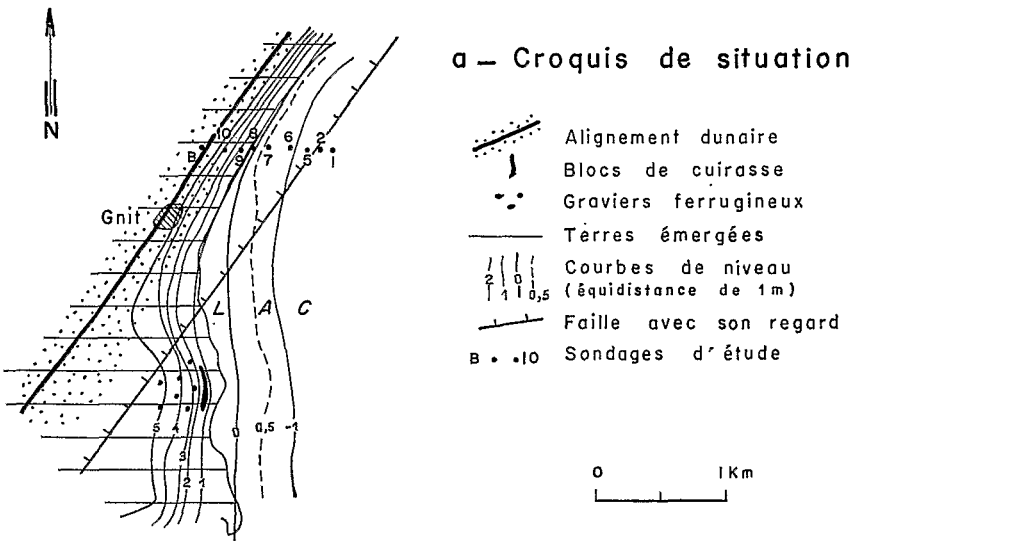
L'étude des coupes de sondages, effectués en février 1969 sur la rive occidentale du lac de Guier à ***Gnit*** (fig. 102) *permet de confirmer l'existence de failles.* Une dizaine de sondages de reconnaissance ont été implantés à un intervalle moyen de 75 m[1] ; le premier se situe dans le lac à 300 m de la rive, le dernier se trouve sur le sommet de l'alignement de dune rouge qui borde le lac à cet endroit (fig. 104 a). Les sondages S 1 et S 2 ont atteint le substratum à – 12,25 et – 12,65 m, alors que S 5, distant de 22 m seulement, ne l'a touché qu'à – 15,80 m ; les autres sondages ne l'ont plus atteint (fig. 104 b). Le rejet de cette faille est faible, d'environ 3,30 m. Mais il en existe probablement d'autres. Car les calcaires argileux du sondage S 1 représenteraient la base du Lutétien inférieur[2], alors que sur la rive orientale du lac à Saninte le substratum de marnes, probablement yprésiennes, affleure à la cote + 5 m. L'Yprésien a été déterminé avec certitude par J. TRÉNOUS au sondage de Diaglé, à 11 km à l'Est du lac (feuille Dagana).

La faille de Gnit affecte non seulement les couches de l'Éocène, mais aussi leur recouvrement constitué de dépôts détritiques et de niveaux ferrugineux probablement mis en place au Quaternaire ancien et moyen. Elle a une direction SW-NE, parallèle à la rive du lac au Nord de Gnit, mais s'écartant d'elle au Sud de ce village (fig. 104 a). Nous avons remarqué dans ce secteur méridional de gros blocs d'une cuirasse gravillonnaire et conglomératique sur le versant du bas plateau bordant le lac, vers + 2 m ; des graviers ferrugineux s'éparpillent plus haut. Or ces blocs de cuirasse n'apparaissent plus dans le compartiment occidental affaissé. Les sondages S 8 et S 9 ont recoupé un niveau de graviers ferrugineux entre – 8 et – 9 m (fig. 104 b) ; celui-ci se relève légèrement vers l'Ouest. Il est couvert par les sables de dunes rouges, que coiffent des dépôts de vase de la dernière transgression dans la cuvette occupée par le lac.

Les coupes des sondages de Gnit montrent aussi que *les formations du Quaternaire ancien et moyen sont très hétérogènes dans cette région s'étendant entre l'ancien golfe tafaritien et le bas plateau du Ferlo septentrional.* Le niveau de graviers ferrugineux surmonte des dépôts de sables, de sable argileux ou d'argile. Un autre niveau de graviers ferrugineux existe par place en profondeur (fig. 104 b). Souvent ces dépôts ne se raccordent pas entre les sondages, bien que ceux-ci soient très rapprochés ; ce qui prouve que la sédimentation détritique variait d'un point à un autre, donc était très désordonnée. Une migration d'éléments en solution s'est aussi produite à certains niveaux. Ainsi le sondage S 5 a traversé des « croûtes latéritiques » entre – 12,15 et – 13,40 m ; un encroûtement ferrugineux phosphaté recouvre les calcaires argileux du substratum dans S 2 ; enfin S B a recoupé un mince niveau de calcaire blanchâtre, compris entre des dépôts d'argile sableuse, vers – 10,70 m : il correspond peut-être aux calcaires lacustres observés à environ 35 km au Sud-Ouest, dans la tranchée d'adduction d'eau, et en plusieurs endroits dans le Djolof[3].

Le substratum s'abaisse encore vers le Nord-Ouest. Un récent sondage effectué par M. AUDIBERT à 8 km au Sud-Ouest de Niéti Yone (fig. 102) ne l'a touché qu'à 33 m de profondeur, c'est-à-dire vers – 30 m. Ainsi une faille se placerait encore entre celle de la rive occidentale du lac de Guier à Gnit et celle qui limite le Delta. Les dépôts du Quaternaire ancien et moyen, reposant sur les argiles feuilletées du Lutétien, présentent une alternance de niveaux à débris de cuirasse et graviers ferrugineux et de niveaux de sables, parfois argileux, ne renfermant que quelques graviers ou gravillons ferrugineux. Vers le haut, ces sédiments détritiques contiennent, en outre, quelques graviers de quartz et de jaspes. L'ensemble est couvert de sable, épais de 3,50 m à cet endroit. Ailleurs le niveau supérieur de débris de cuirasse et graviers ferrugineux est parfois subaffleurant. On peut le comparer à celui apparaissant

1. Pour la construction de la prise d'eau et de l'usine d'épuration, établies pour l'adduction d'eau du lac de Guier à Dakar. Nous regrettons que leurs échantillons n'aient pas été conservés.
2. Selon la détermination de C. MONCIARDINI (renseignement oral de J. TRÉNOUS)
3. Cf. paragr. b.



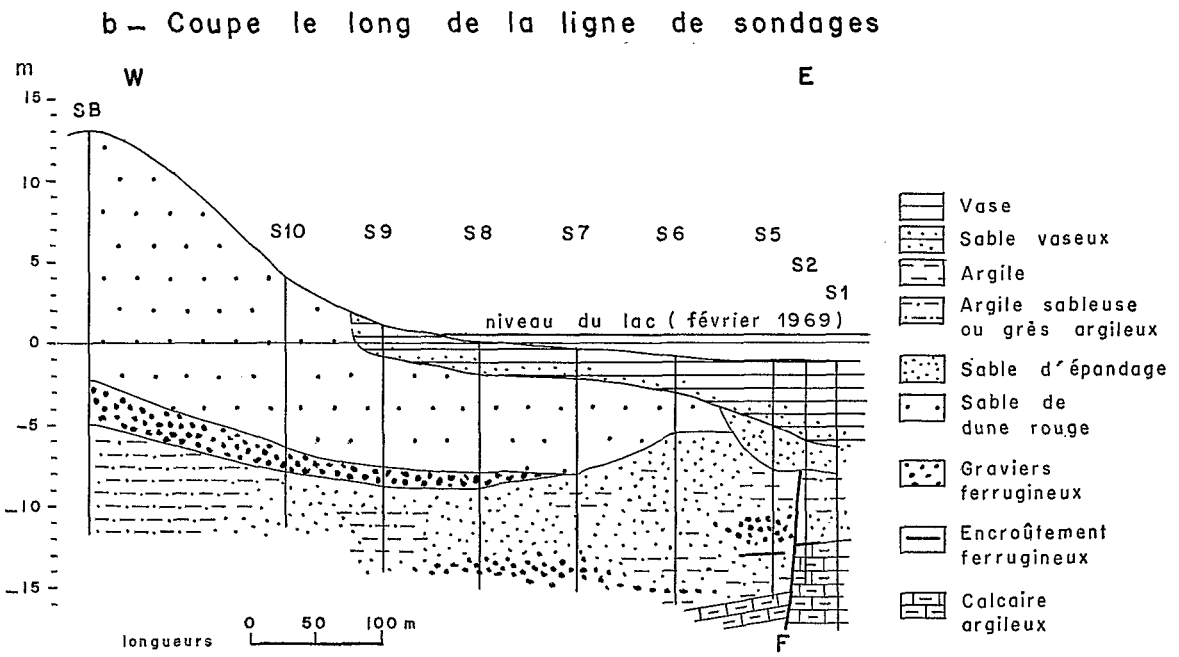


FIG. 104. — Les formations du Quaternaire sur la rive occidentale du lac de Guier à Gnit.

dans la carrière du terrain d'aviation de Richard-Toll (feuille Dagana), qui contient aussi des graviers de quartz et de jaspes patinés. Mais là ce matériel détritique repose directement sur la cuirasse ferrugineuse en place.

La faille de Gnit, orientée SW-NE, traverse en oblique la partie septentrionale du lac de Guier et limite l'extrémité nord-ouest du Ferlo septentrional le long de la vallée de la Taoué, qui relie le lac au fleuve Sénégal (fig. 102). Un sondage de reconnaissance (RT 1, 1403), fait en 1955 au confluent de la Taoué à Richard-Toll, a atteint le substratum de calcaires éocènes à – 22 m. D'après la coupe établie

par R. DÉGALLIER (1956 a), il a traversé d'abord jusqu'à – 10 m des sables limoneux de levées fluvio-deltaïques, puis des sables de la dernière transgression. Le sondage a ensuite recoupé une succession de sable fréquemment argileux et d'argile, contenant parfois des fragments de grès calcaire ou des débris de marne et souvent des graviers ferrugineux. Ces dépôts ressemblent tout à fait à ceux rencontrés par les sondages de Gnit et celui de Niéti Yone.

Ainsi les recherches de ces dernières années ont permis d'identifier une succession de failles traversant le flanc ouest de l'anticlinal à grand rayon de courbure du lac de Guier. *Les failles principales, orientées SW-NE* (fig. 102), *sont parallèles à la ligne de faîte du bombement qui s'allonge à l'Est du lac de Guier jusqu'à Dagana* (fig. 80 a). Elles sont recoupées par plusieurs petites failles orthogonales, de direction NW à WNW (fig. 102). L'ensemble présente une disposition tectonique en « touches de piano ». Ce champ de fractures est comparable à celui de Sébikotane dans la presqu'île du Cap-Vert, qui limite vers l'Ouest le horst du massif de Ndiass formé par des grès du Maestrichtien[1]. Il affecte aussi les séries marines de l'Éocène[2]. Le gradin de failles du lac de Guier se situe à peu près dans le prolongement nord-est.

Le rejeu de ces failles à la bordure orientale du Delta, au cours du Quaternaire ancien et moyen, s'est répercuté directement sur la sédimentation. Le bas plateau du Ferlo septentrional se terminait alors par un talus de quelques mètres le long des failles que suivent maintenant la Taoué et la rive orientale du lac de Guier. Ce petit escarpement de faille a reculé, s'est adouci, puis a été entièrement nivelé par le glacis polygénique à pente très douce vers l'Ouest (fig. 80 a). Le matériel arraché au bombement anticlinal, venant des marnes yprésiennes, des grès argileux du Continental terminal et de leur revêtement ferrugineux, s'est sédimenté dans les divers compartiments affaissés. *L'épaisseur des dépôts augmente vers le Nord-Ouest en fonction de la subsidence dans la région du Delta.*

La sédimentation dépendait bien sûr des conditions locales. Mais l'alternance de niveaux détritiques grossiers et fins refléterait aussi, dans une certaine mesure, les variations climatiques du Quaternaire ancien et moyen. Les niveaux composés surtout de débris de cuirasse et de graviers ferrugineux correspondent à des épandages sous climat semi-aride ; les sables bien triés représentent peut-être du matériel remanié en dunes pendant des phases arides. Les niveaux d'argile, couleur verdâtre ou lie-de-vin, témoigneraient, au contraire, de périodes plus humides. La migration des oxydes de fer et du carbonate de calcium était alors importante dans les sédiments sableux et graveleux bien perméables. Une partie des éléments chimiques et du matériel détritique fin a atteint le golfe marin s'étendant au Quaternaire ancien dans la région de Toundou Besset.

La surface plane de ce remblaiement s'incline en pente très douce vers le Nord-Ouest. En bordure du Delta, elle est couverte par place d'argiles de décantation des crues du fleuve. Elle passe ensuite sous les formations fluvio-deltaïques mises en place à la fin de la dernière transgression[3]. Les niveaux de graviers ferrugineux semblent se prolonger sous les dépôts récents de vase et d'argile dans la partie orientale de la cuvette du Ndiael sur environ 3 km, d'après l'étude des photographies aériennes ; ils disparaîtraient ainsi le long de la faille qui limite le Delta à sa bordure sud-est (fig. 102).

2. MOUVEMENTS EUSTATIQUES ET VARIATIONS CLIMATIQUES

La morphogenèse dans la région du Delta et le secteur du lac de Guier résulte donc d'une interférence de la subsidence et du rejeu de failles avec des fluctuations du niveau marin et les modifications du milieu bioclimatique. Mais certaines régions voisines de la Mauritanie atlantique semblent être restées relativement stables ou ont eu plutôt tendance à se

1. Cf. 1re partie, chap. I, C 1 et 3 a.
2. F. TESSIER, 1954 a ; la disposition du réseau de failles de Sébikotane a été précisée par les sondages pétroliers de la S.A.P. et par les travaux hydrogéologiques de A. MARTIN, 1967.
3. Cf. 5e partie, chap. II, C 2.

soulever ; il en est de même d'une partie au moins de la presqu'île du Cap-Vert. C'est pourquoi il nous paraît intéressant d'évoquer les résultats des recherches qui y ont été faites jusqu'à présent, pour examiner ensuite, d'une manière plus synthétique, les mouvements du niveau de la mer sur les côtes sénégalo-mauritaniennes.

a. Observations en Mauritanie et dans la presqu'île du Cap-Vert

Des calcaires gréseux, contenant par endroits des lumachelles, s'étendent dans l'Inchiri occidental, situé au Nord-Est de Nouakchott (fig. 5), et dans la région de Port-Étienne[1]. Ces sédiments recouvrent les grès du Continental terminal ; ils témoignent d'une importante transgression marine au Quaternaire ancien ou moyen. Th. MONOD (1945), puis A. BLANCHOT (1956) les ont étudiés et les ont attribués au Tyrrhénien en fonction de l'altitude élevée du dépôt[2]. P. ELOUARD (1959) leur a donné le nom d'Inchirien. Le golfe se prolongeait dans le Sud du Rio de Oro jusqu'à Villacisneros, selon G. LECOINTRE (1963, 1964). Cette transgression a été parallélisée avec l'Anfatien du Maroc atlantique.

L'étude pétrographique, paléontologique et stratigraphique des dépôts inchiriens a été reprise au cours de ces dernières années par P. ELOUARD, H. FAURE (1967) et L. HÉBRARD (1968 b) dans le cadre des recherches sur « Le Quaternaire du Sahel mauritanien »[3]. Ces trois géologues ont publié récemment une synthèse de leurs observations (P. ELOUARD, H. FAURE, L. HÉBRARD, 1969). Ils distinguent maintenant *trois transgressions* et les désignent par une nouvelle terminologie régionale (fig. 5), que nous avons déjà adoptée pour les comparaisons avec le Delta du Sénégal.

Les dépôts de la *première transgression, appelée* ***Tafaritien*** du nom du cap Tafarit se trouvant entre le cap Timiris et le banc d'Arguin, bordent les formations gréseuses du Continental terminal dans l'arrière-pays de Port-Étienne et dans l'Inchiri. On trouve à leur base des grès pseudopisolitiques ferruginisés près de l'ancien littoral et des grès faiblement lités peu calcaires, à lentilles d'argiles silteuses salifères, plus au large. Au-dessus se sont déposés des sables ou des grès silteux esquilleux grisâtres à nodules calcaires passant à *des sables ou grès fins verdâtres glauconieux.* Des diatomites saumâtres sont interstratifiées dans les niveaux supérieurs des grès glauconieux. La série se termine par des grès à végétaux et des calcaires à microfaune marine. Ces formations du Tafaritien, à faciès essentiellement gréseux, ont une épaisseur d'une vingtaine de mètres. Elles s'élèvent à + 25 m près de Refaig, à la bordure méridionale de l'Inchiri, et même à l'altitude de 35-40 m dans la région de Bennichab à sa bordure septentrionale, selon P. ELOUARD et H. FAURE (1967).

Quelle pouvait être l'extension méridionale de ce golfe ? Existe-t-il des traces de la transgression sous le manteau dunaire ? P. ELOUARD (1959, p. 153-154) a montré que dans l'Aouker, au Sud-Est de l'Inchiri, plusieurs puits ont traversé un niveau de grès glauconieux épais d'une dizaine de mètres par endroits. Ces grès, qui représentent un faciès de bordure, recouvrent des dépôts détritiques continentaux à galets et graviers. Pour le Trarza méridional J. TRICART[4] avait déjà émis l'hypothèse d'une transgression marine antérieure aux « dunes rouges » en se basant sur l'étude morphoscopique des sables[5]. Elle a pu être confirmée par l'examen des coupes de plusieurs puits profonds creusés depuis lors dans l'Iguidi et le Noualelane qui se situent au Sud–Sud-Est de Nouakchott[6] : ils ont recoupé des niveaux de grès ressemblant à ceux de l'Aouker. *Ainsi le golfe tafaritien couvrait la majeure partie du Trarza. Il atteignait sa plus grande largeur à la latitude de Nouakchott, où la mer s'avançait sur environ*

1. Cette ville est appelée maintenant Nouadhibou ; je préfère cependant garder le nom de Port-Étienne, puisque c'est le plus connu et encore le plus usité.
2. Il s'agissait du Tyrrhénien I ou Paléotyrrhénien.
3. C'était le nom de la R.C.P. n° 72 du C.N.R.S.
4. Cf. notamment J. TRICART, M. BROCHU, 1955 et J. TRICART, 1961 a, p. 42.
5. L'aspect luisant des grains est antérieur au picoti éolien.
6. P. ELOUARD, 1959, p. 154-155.

160 km à l'intérieur du continent (fig. 5). A la hauteur de l'Iguidi une ride topographique aurait séparé le golfe marin de la dépression de l'Aftout ech Chergui (pl. II).

La deuxième transgression était nettement moins étendue: elle couvrait la région de Port-Étienne, mais ne formait qu'un petit golfe plus au Sud, de Nouakchott à l'Inchiri occidental (fig. 5). C'est l'***Aïoujien***, dénommé d'après le puits d'El-Aïouj au Nord-Est de Port-Étienne, près de la frontière du Rio de Oro. Sa base est constituée de grès calcaires à stratification entrecroisée qui passent latéralement à des *calcaires parfois très fossilifères.* Des bancs d'*Ostrea edulis* viennent ensuite ; des conglomérats à galets de quartz et à coquilles brisées et roulées marquent les rivages et les anciennes embouchures des cours d'eau. Des dépôts de grès fins à grandes stratifications entrecroisées, avec intercalations de niveaux à *Helix gruveli,* correspondent à un début de régression ; ils forment les petits reliefs déchiquetés du cap Blanc et de l'Aguerguer. Les sédiments aïoujiens, d'une puissance de vingt mètres environ, atteignent une altitude de 20 m dans l'Inchiri.

La troisième transgression, désignée maintenant par le terme ***Inchirien,*** *n'a constitué qu'un seul petit golfe localisé dans la région de Nouakchott,* entre la côte actuelle et l'Inchiri occidental (fig. 5). Ses dépôts de sables coquilliers ont été cimentés en *beach-rocks* et en lumachelles à coquilles encroûtées, à faune médio ou infra-littorale ; ils contiennent à un endroit des madréporaires, qui indiquent une mer plus chaude que l'actuelle (L. HÉBRARD, 1968 b). Cette formation fossilifère ne dépasse pas la cote + 2 m lorsqu'elle se trouve à proximité du littoral actuel, mais elle s'élève à + 7 m vers 60 km à l'intérieur des terres. Les datations au C 14 de trois échantillons de coquilles et d'un fragment de madréporaires ont donné *quatre âges nets compris entre 31 000 et 33 000 ans B.P.;* trois autres analyses au radiocarbone n'ont livré que des âges limites, avant 37 500 ou 39 000 ans B.P.[1].

Les *formations continentales* de la Mauritanie atlantique restent encore assez mal définies. « En début de régression marine, avec un climat tropical devenant de plus en plus aride et disparition de la couverture végétale, l'érosion dominerait avec des pluies courtes et violentes aboutissant à des épandages en nappe et à des remblaiements » (P. ELOUARD, H. FAURE, L. HÉBRARD, 1969, p. 21). C'est alors que se sont formés de vastes glacis, qui ressemblent à ceux des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie ; leur pente est extrêmement faible. Ils recoupèrent les séries marines et se couvrirent de cailloutis, formant des regs. La présence de quartz et de phtanites dans l'Inchiri occidental indique un transport sur une distance de 100 à 150 km (P. ELOUARD, H. FAURE, 1967).

Au maximum de l'aridité, le sable des épandages a été déplacé par le vent et accumulé en dunes dans les grands ergs parallèles de l'Azefal, de l'Akchar et de l'Amoukrouz : les deux premiers se situent entre la baie d'Arguin et l'Inchiri, alors que le troisième s'étire au Nord-Est de Nouakchott, constituant la frange septentrionale du grand ensemble dunaire du Trarza. Les ergs s'allongent NE-SW, selon la direction des alizés continentaux qui soufflent presque toute l'année dans ces régions désertiques[2]. Ils se seraient prolongés sur la plate-forme continentale exondée. « Ces ergs sont restés relativement stables au cours du Quaternaire mais à chaque changement climatique aride correspond une reprise des sables par le vent et une nouvelle orientation des cordons dunaires à l'intérieur des ergs » (P. ELOUARD, H. FAURE, L. HÉBRARD, 1969, p. 20). La période aride la plus ancienne est appelée Akcharien ; elle se placerait entre les transgressions du Tafaritien et de l'Aïoujien.

Ainsi les fluctuations climatiques ont aussi affecté la Mauritanie occidentale au cours du Quaternaire ancien et moyen. Mais les épandages des glacis n'ont guère été cimentés en cuirasse par les oxydes de fer, à la différence de ceux des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie[3]. On peut donc admettre que le milieu bioclimatique était de type sud-sahélien ou nord-soudanien pendant les périodes humides d'origine tropicale. Certains pluviaux d'Afrique du Nord se sont-ils manifestés jusqu'en Mauritanie atlantique ? Il n'est pas possible

1. Cf. P. ELOUARD, H. FAURE, 1967 ; L. HÉBRARD, 1968 b et H. FAURE, P. ELOUARD, 1967.
2. Cf. fig. 8 l'anémogramme de la station d'Akjoujt.
3. Cf. chap. I, A 2 et 3.

d'y répondre dans l'état actuel des recherches. Mais « le climat méditerranéen aride serait descendu jusqu'à la latitude de Nouakchott » (P. ELOUARD, H. FAURE, L. HÉBRARD, 1969, p. 21).

La **presqu'île du Cap-Vert** occupe une position particulière dans la stratigraphie du Quaternaire grâce au volcanisme des Mamelles[1]. Elle a connu aussi d'importantes variations de climat qui se sont répercutées sur la morphogenèse. On y trouve, en outre, quelques témoins de la transgression inchirienne en affleurement.

Le *massif de grès maestrichtiens de Ndiass*, s'élevant au Sud-Est de Bargny, présente des jalons de cette évolution morphoclimatique[2]. Deux niveaux de cuirasses ferrugineuses se sont formés au cours du Quaternaire dans cet ensemble de collines et de plateaux aux formes souvent molles. Le plus ancien est compact et possède souvent une texture conglomératique ; il se distingue de la cuirasse constituée à la fin du Pliocène[3] par l'absence de frange d'altération latéritique sous l'horizon induré par les oxydes de fer[4]. Le second niveau cuirassé se situe toujours en contrebas du premier. Il s'est donc formé après une entaille vigoureuse du massif par le réseau hydrographique, probablement sous un climat à pluies brutales mais très espacées, de tendance semi-aride ; comme le massif de Ndiass domine directement le littoral actuel, le creusement a pu être accéléré par une importante régression marine. C'est aussi une cuirasse secondaire à texture conglomératique ou gravillonnaire, mais son induration reste faible. Le long de la côte, ces deux niveaux cuirassés se situent nettement au-dessus de la plage.

Les recherches hydrogéologiques de A. MARTIN (1967) ont montré l'existence de *vallées fossiles* dans les compartiments affaissés bordant le horst de Ndiass. D'après ce géologue, elles se seraient creusées au Pliocène ou au début du Quaternaire. Ces anciennes vallées entaillent profondément les séries marines de l'Éocène inférieur et du Paléocène. Leur fond descend parfois en dessous de la cote – 50 m. Elles suivent souvent des lignes de faille du champ de fractures de Sébikotane. Les vallées convergent vers le Nord dans la dépression occupée maintenant par le lac Tanma. Le canyon sous-marin de Kayar, qui se situe dans le prolongement de ce lac, semble correspondre à la vallée terminale de l'ancien réseau hydrographique. Ce système de vallées fossiles a donc été creusé au cours d'une ou de plusieurs périodes de régression marine. Les anciennes entailles fluviatiles ont été colmatées sur le continent par des dépôts variés : des sables et graviers à la base, puis des sables argileux avec intercalation d'argiles et de marnes, des sables grossiers coquilliers recouverts de sables fins[5].

Des témoins d'induration ferrugineuse postérieure à la mise en place des formations volcaniques des Mamelles subsistent à la tête de la presqu'île. Ils ont été étudiés par F. TESSIER et J. LAPPARTIENT (1967). Les coulées de basanite et surtout celles de dolérite sont souvent couvertes d'une couche de graviers ferrugineux enrobés d'argile sableuse brun-rouge à gris jaunâtre[6]. Les éléments de gravier correspondent surtout à de petits fragments de roches volcaniques imprégnés d'oxydes de fer. La matrice contient des grains de sable fin ; sa fraction argileuse est formée principalement de kaolinite. L'ensemble a une épaisseur de quelques décimètres. Des débris peu usés de grès ferrugineux parsèment le plateau de marnes yprésiennes entre Grand Mbao et Rufisque. Ils indiquent aussi une évolution morphoclimatique complexe : apport de sable en milieu plus sec, par ruissellement ou par déflation éolienne ; cimentation par le fer en milieu sud-soudanien ; mise en affleurement, puis fragmentation de ce niveau induré lors d'un climat assez sec.

1. Ses diverses formations ont été décrites et étudiées à plusieurs reprises, en dernier lieu par H. FAURE, P. VINCENT, P. ELOUARD, 1967. Certaines coulées ont pu être datées récemment ; cf. chap. I, B 1 a.
2. D. DÉMOULIN, P. MICHEL, 1967.
3. Cf. 3e partie, chap. II, B 2 b.
4. Renseignement oral de D. DÉMOULIN, qui termine la rédaction d'une thèse de 3e cycle sur la géomorphologie de ce massif.
5. D'après A. MARTIN, 1967. Une étude sédimentologique fine de ce matériel permettrait probablement de distinguer plusieurs phases de remplissage et aiderait à préciser les mouvements eustatiques et les fluctuations bioclimatiques.
6. C'est le niveau latéritique V de F. TESSIER, 1965.

Les dépôts d'anciennes plages sont rares dans la presqu'île du Cap-Vert. C'est pourquoi il n'a pas été possible jusqu'à présent d'identifier plusieurs transgressions pour le Quaternaire ancien et moyen, comme en Mauritanie atlantique. Celle de l'Inchirien est la seule connue avec certitude. Des affleurements de *beach-rock*, bien consolidé, existent en plusieurs endroits sur la côte sud de la presqu'île, notamment entre Bargny et les falaises du massif de Ndiass. D. DÉMOULIN les a étudiés en détail récemment[1]. Ils se situent entre les cotes 0 et + 2 m. *Deux échantillons ont été datés au radiocarbone de 31 400 et 32 500 ans B.P.* Ce beach-rock inchirien se raccorde à l'extrémité d'un bas glacis qui s'élève en pente douce vers l'intérieur jusqu'à une altitude de 25 m. Le glacis parsemé de gravillons ferrugineux recoupe les calcaires du Lutétien inférieur et les marnes et argiles de l'Éocène inférieur ; il n'est jamais cuirassé[2].

Sur la côte nord, un lambeau de grès calcaire forme une petite falaise de 2 m de haut au lieu dit Toundeup Riya près de Yof. Ce grès à stratifications obliques, épais de 1,75 m, contient de petits débris de coquilles roulées et repose sur un grès tendre argileux à poupées de grès calcaire ; à la base on observe le niveau de graviers ferrugineux couvrant la dolérite altérée[3]. A. GORODISKI (1952) a étudié ce dépôt le premier et a conclu que ce sont « des sables dunaires littoraux ». Il s'agit vraisemblablement d'un reste de dune littorale consolidée[4]. Quelques placages de ce grès subsistent plus haut. Leur position ne permet cependant pas de connaître le niveau maximal de la transgression puisque le sable a pu être déplacé par le vent avant sa cimentation[5]. L'âge de cette formation littorale n'est pas connu ; les éléments calcaires détritiques sont trop petits pour permettre une datation au radiocarbone.

Signalons enfin qu'à la pointe de Fann, près du Campus universitaire de Dakar, le niveau de graviers ferrugineux sur la dolérite est recouvert de sables légèrement argileux, jaunes, truffés d'amas calcaires et de quelques gravillons ferrugineux. Ce matériel mal trié, qui a pu être mis en place par ruissellement diffus, semble correspondre à d'anciens épandages[6]. Le dépôt contient dans sa partie inférieure des pièces d'une industrie lithique remaniée, notamment des bifaces qui représentent un Acheuléen final à caractères levalloisiens[7] et des racloirs appartenant au Paléolithique moyen[8]. Ces épandages marquent peut-être le début de la régression post-inchirienne.

b. Le problème des fluctuations du niveau marin

Les trois transgressions du Quaternaire ancien et moyen, définies récemment en Mauritanie, ont donc eu une extension variable le long des côtes sénégalo-mauritaniennes :

— Celle du Tafaritien a formé un vaste golfe, couvrant la majeure partie de la Mauritanie atlantique (fig. 5). Mais dans la basse vallée du Sénégal elle n'occupait qu'une partie de la région du Delta. Son extension entre l'embouchure actuelle du fleuve et la presqu'île du Cap-Vert n'est pas encore connue. On n'en a pas trouvé de traces en affleurement dans la presqu'île même ; cependant certains dépôts de sable et d'argile avec parfois des coquillages marins, recoupés par de nombreux sondages dans la région de Tiaroye (L. HÉBRARD, 1966 b), pourraient être attribués au Tafaritien puisque ce secteur a connu une certaine subsidence.

— La transgression de l'Aïoujien aurait seulement affecté la Mauritanie, ses dépôts n'ayant pas été reconnus jusqu'à présent, ni dans le Delta du Sénégal, ni dans la presqu'île du Cap-

1. D. DÉMOULIN, 1967 ; D. DÉMOULIN, J. P. MASSE, 1969.
2. Cf. D. DÉMOULIN, P. MICHEL, 1967.
3. P. ELOUARD, F. TESSIER, L. HÉBRARD, 1967, en donnent la coupe détaillée.
4. D'après J. DRESCH, à qui nous avons pu le montrer en 1965, ce grès rappelle tout à fait les dunes anciennes du littoral marocain.
5. Alors que J. POUQUET, 1954 b, estimait que la consolidation par le calcaire s'est produite sur la plage même et en déduisait que la transgression a atteint la cote + 25 m, le placage le plus élevé se trouvant vers cette altitude.
6. Telle est l'interprétation de C. BARBEY, C. DESCAMPS, 1967, et de F. TESSIER, J. LAPPARTIENT, 1967.
7. Selon un renseignement oral de H. HUGOT. Pour connaître les diverses découvertes préhistoriques faites à cet endroit avant 1950, cf. R. CORBEIL, R. MAUNY, J. CHARBONNIER, 1951.
8. C. BARBEY, C. DESCAMPS, 1967.

Vert. La mer formait alors deux golfes, l'un au Nord-Est de Nouakchott (fig. 5), l'autre dans la région de Port-Étienne ; celui-ci se prolongeait au Rio de Oro[1].
— La transgression de l'Inchirien s'est très peu avancée sur le continent. Elle n'a formé qu'un golfe d'une certaine importance dans la région de Nouakchott (fig. 5). Plus au Sud elle occupait peut-être l'étroite dépression de l'Aftout es Saheli. La mer inchirienne s'étendait dans la partie littorale du Delta du Sénégal, mais ses rivages correspondraient approximativement avec la côte actuelle sur le pourtour de la presqu'île du Cap-Vert, mises à part deux indentations à la hauteur des lacs Tanma et Retba[2].

Les dépôts des trois transgressions sont nettement étagés en Mauritanie, leur altitude variant entre + 2 m dans les environs de Nouakchott et + 40 m à l'extrémité du golfe tafaritien. *Ces anciennes plages sont-elles restées stables ou ont-elles été soulevées ?* Il est très difficile de répondre à cette question. Le problème concerne tous les rivages pléistocènes du globe et il est encore très controversé. Nous ne citerons que deux exemples pour montrer les positions actuelles. R. Battistini (1964) a trouvé dans le Sud de Madagascar des témoins de deux transgressions marines pour le Pléistocène, qui ne se situent qu'à 3-4 m au-dessus du niveau actuel de l'océan. Dans une note de synthèse, R. Battistini (1968) s'appuie sur la permanence de l'inlandsis antarctique pendant les interglaciaires successifs pour démontrer « qu'à aucun moment du Quaternaire la mer n'a dépassé de plus de quelques mètres le niveau actuel ». Les anciens récifs coralliens du littoral tanzanien près de Dar-es-Salam, s'élevant par endroits jusqu'à 120 m[3], auraient été soulevés au cours d'importantes déformations tectoniques. R. Paskoff (1967), par contre, a reconnu et étudié cinq terrasses marines sur le littoral du Chili semi-aride, s'étageant de 5 m à 120-130 m. Selon R. Paskoff (1969), il ne suffit pas de faire intervenir le seul glacio-eustatisme : il faut aussi prendre en considération des phénomènes eustatiques purs comme l'extension des rifts médio-océaniques. Puis il résume ainsi son point de vue (p. 6) : « Il ne paraît donc pas possible en l'état actuel des connaissances de conclure à un soulèvement épirogénique de la plate-forme continentale là où s'observent, apparemment non déformés, des niveaux marins du Quaternaire ancien perchés à une centaine de mètres au-dessus du rivage actuel. »

Ces deux positions extrêmes doivent être nuancées en tenant compte des recherches faites dans d'autres régions du globe. A. Guilcher (1969) résume dans un article de synthèse les observations de divers auteurs, qui montrent l'existence de hauts niveaux marins généralement attribués à l'interglaciaire Mindel-Riss ; mais les rivages des océans n'auraient pas dépassé l'altitude 25-30 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Des dépôts de cette transgression ont été trouvés notamment au Maroc atlantique. Ils se situent le plus souvent entre + 30 à 34 m. Leur altitude actuelle indiquerait donc un léger soulèvement. M. Gigout (1958) admettait déjà un faible exhaussement de la côte au cours du Quaternaire. G. Beaudet (1969) vient de montrer que la disposition de ces dépôts peut varier dans la région de Casablanca-Rabat en fonction de mouvements tectoniques. Au Ghana O. Davies (1964) a décrit une succession de plages soulevées le long de la côte rocheuse entre le cap des Trois-Pointes et l'embouchure de la Volta.

L'étagement des *anciennes plages du littoral marocain* est bien connu. Elles ont été étudiées à la fois par des géologues, des géomorphologues et des préhistoriens[4]. Ces différents chercheurs ont établi ensemble une terminologie régionale, maintenant classique, pour désigner les transgressions successives. Les niveaux récents ont été datés au C 14. Pour obtenir une chronologie absolue des niveaux plus anciens, C. E. Stearns et D. L. Thurber ont appliqué la méthode utilisant les rapports Th 230/U 234 ; leurs résultats ont été interprétés notamment par P. Biberson (1966) et G. Choubert, A. Faure-Muret, G. C. Maarleveld (1967).

1. Cf. la carte de P. Elouard, H. Faure, L. Hébrard, 1969.
2. D. Démoulin, J. P. Masse, 1969.
3. R. Battistini, 1966.
4. Cf. notamment P. Biberson, 1961, et le document de synthèse élaboré par G. Beaudet, 1969.

D'après ces datations, l'âge de l'Ouljien (+ 5 à 8 m) varie de 75 000 à 95 000 ans B.P. Ainsi ce niveau représenterait la fin du dernier interglaciaire, selon la définition donnée par M. GIGOUT (1949), plutôt qu'un premier interstade du Würm, comme le préconisaient certains chercheurs, notamment des préhistoriens. Le Harounien ou Rabatien (+ 18 à 20 m) a été daté de 125 000 à 145 000 ans B.P., se plaçant soit au début du dernier interglaciaire, soit au dernier interstade du Riss. L'âge de l'Anfatien (+ 30 à 34 m) est supérieur à 200 000 ans B.P., qui constitue la limite de la méthode employée. Cette transgression correspondrait donc bien à l'interglaciaire Mindel-Riss. On a distingué deux autres niveaux marins, plus élevés et plus anciens que l'Anfatien, appelés Maarifien (+ 55 m) et Messaoudien (+ 110 m) ; ils n'ont pas été datés jusqu'à présent.

Comment établir la *corrélation entre ces hauts niveaux marocains et les plages anciennes de la Mauritanie atlantique ?* Il faudrait faire le raccord sur le terrain le long de la côte du Rio de Oro ; en attendant que cette jonction puisse se réaliser, on en est réduit aux hypothèses. Les dépôts du Tafaritien se trouvent approximativement à la même altitude que ceux de l'Anfatien. Il y a peut-être équivalence. Mais le Tafaritien pourrait être plus ancien et correspondre au Maarifien. C'est la position que semblent adopter P. ELOUARD, H. FAURE, L. HÉBRARD (1969) : d'après leur schéma stratigraphique, à échelle logarithmique des temps, le Tafaritien aurait plus de 430 000 ans. L'Aïoujien concorderait assez bien avec le Harounien. Il pourrait ainsi correspondre au niveau marin le plus élevé pendant le dernier interglaciaire. Par contre l'Inchirien semble être plus récent que l'Ouljien. D'après les datations au radiocarbone, la transgression inchirienne correspondrait à un interstade de la dernière glaciation, séparant un Würm ancien (Würm I et II) du Würm récent (III). Les analyses de contrôle par les méthodes du déséquilibre de l'uranium, actuellement en cours, permettront peut-être de confirmer ces âges dans un proche avenir.

Des témoins d'une transgression, datés par le C 14 entre 28 000 et 35 000 ans B.P., ont été identifiés en divers endroits du globe, aussi bien sur les rivages de l'Atlantique, du Pacifique, que de l'océan Indien et de la Méditerranée. Pour la côte atlantique des États-Unis K. O. EMERY et J. D. MILLIMAN ont montré récemment, grâce à une série de datations au radiocarbone, que le niveau de la mer était proche de l'actuel entre 30 000 et 35 000 ans B.P., avant de descendre à – 130 m vers 16 000 ans B.P.[1]. Étudiant les littoraux würmiens submergés à l'Ouest de Belle-Ile près de la côte méridionale de la Bretagne, J. P. PINOT (1968) précise que « jusque vers 27 000 avant nous, le niveau marin se tient aux environs de 1,50 m au-dessus du niveau actuel : ce sont les innombrables plages « normanniennes » de Bretagne et de Normandie, dont la position stratigraphique usuelle, ..., fait l'équivalent de l'interstade de Paudorf (ou Méso-Würmien) ». Au Mozambique, L. A. BARRADAS a étudié les dépôts littoraux de la région de Lourenço-Marques[2]. Trois des quatre échantillons de coquilles prélevés ont été datés de 34 700, 33 720, 28 450 ans B.P. Ces formations marines sont intercalées dans des dépôts d'estuaires. F. ROUBET a fait dater récemment au C 14 des coquilles marines à industrie atérienne, récoltées dans une falaise à 61 km à l'Ouest d'Alger : leur âge est de 31 800 ans B.P.[3]. Notons enfin qu'en Alaska un haut niveau marin a été daté par l'uranium de 33 000 à 48 000 ans B.P.[4].

Cette remontée du niveau de la mer au milieu du Würm doit correspondre à un adoucissement de la température provoquant la fonte d'une partie des inlandsis de l'hémisphère boréal. Certaines observations ont été faites dans ce sens. Ainsi L. BARBAROUX (1967) a montré que dans le Spitzberg occidental une période de réchauffement vers – 45 000 ans, soulignée par des dépôts marins, sépare deux phases glaciaires. Les datations de divers paléosols formés sur des lœss en Europe occidentale et centrale ont donné des âges compris entre

1. Cf. J. D. MILLIMAN, K. O. EMERY, 1968, et K. O. EMERY, J. D. MILLIMAN, 1969.
2. *In* S. DAVEAU, 1969 a.
3. Fichier des âges absolus du Quaternaire de l'Afrique au Nord de l'équateur ; ce fichier se trouve au siège de l'Association sénégalaise pour l'étude du Quaternaire de l'Ouest africain (ASEQUA) à Dakar.
4. Renseignement oral de H. FAURE.

45 600 et 28 000 ans B.P.[1]. Ils attestent l'importance des fluctuations climatiques pendant le Méso-Würmien. Celles-ci ont donc pu provoquer un relèvement eustatique du niveau marin.

Cette transgression inchirienne n'était que de courte durée par rapport aux transgressions antérieures qui correspondent certainement à des périodes interglaciaires, de durées beaucoup plus longues. *Il est d'ailleurs possible que la mer n'ait pas atteint alors son niveau actuel.* On doit tenir compte de légers mouvements épeirogéniques qui ont pu soulever les dépôts de l'Inchirien sur certaines côtes, alors qu'ailleurs ils se sont enfoncés et ont été recouverts par des sédiments continentaux ou marins plus récents. H. FAURE et P. ELOUARD (1967) estiment ainsi que les beach-rocks, marquant les limites du golfe inchirien au Nord-Est de Nouakchott, ont été relevés par « le passage de l'onde épeirogénique qui affecte le bouclier africain depuis le Crétacé ». Dans le Delta du Sénégal, par contre, ces niveaux de beach-rocks ont été abaissés par la subsidence[2].

L'importance des régressions marines, liées au glacio-eustatisme, est encore discutée par les spécialistes. S'il est difficile de connaître la position du niveau de la mer lors des premières périodes glaciaires du Quaternaire, la plupart des auteurs considèrent maintenant qu'il est descendu en dessous de la courbe bathymétrique 100 m pendant les glaciations du Pléistocène moyen et supérieur. On admet généralement que la régression était plus importante au cours du Riss qu'au Würm. Selon W. L. DONN, W. R. FARRAND et M. EWING, le niveau de la mer pouvait se situer alors à – 137 m ou peut-être même à – 159 m[3].

De larges secteurs de la plate-forme continentale émergeaient donc pendant ces périodes de bas niveaux marins. L'isobathe 100 m se trouve à une distance de 30 à 50 km de la côte entre l'embouchure du Sénégal et Nouakchott ; celle de 200 m n'est qu'à 3 à 5 km de la première. Les terrains de cette marge du continent n'ont pas encore fait l'objet d'une prospection systématique par dragages ou plongées sous-marines pour le prélèvement d'échantillons. D'après les renseignements fournis par les cartes du Service hydrographique de la Marine, les fonds sont essentiellement sableux, mis à part des dépôts de vase près de l'embouchure actuelle du fleuve[4]. Une partie de ces sédiments sableux représente probablement d'anciennes alluvions du Sénégal, déposées sur la plate-forme continentale pendant les périodes de régression. Le sable a pu être amoncelé en dunes par les alizés continentaux au maximum de l'aridité ; il a été étalé ensuite par la mer lorsqu'elle remontait.

L'abaissement du niveau marin de plus de 100 m pendant les régressions a aussi eu d'importantes répercussions sur la morphogenèse du continent même. Il a provoqué une profonde entaille linéaire du Sénégal le long de son cours inférieur ; celle-ci a pu se répercuter loin vers l'amont à cause de la pente extrêmement faible de son profil en long[5]. Le creusement a pu être favorisé par les variations du climat. La subsidence de certaines régions assez éloignées de la côte ont, en outre, joué un rôle important.

3. L'AFFAISSEMENT ET L'ÉVOLUTION MORPHOCLIMATIQUE

La subsidence a affecté le lit majeur du Sénégal en aval de Bogué et ses bordures, Ferlo septentrional, Brakna et Trarza méridional. Deux faits l'attestent :

— la position de la cuirasse ferrugineuse formée sur la surface fin-Pliocène ;
— l'absence de dépôts marins du Pléistocène à une cote élevée comme dans l'Inchiri et dans la région de Port-Étienne.

1. Cf. Y. GUILLIEN, 1968.
2. Cf. paragr. 1 c
3. *In* A. GUILCHER, 1969.
4. Cf. la pl. I de l'Atlas international de l'Ouest africain : carte des mers et côtes, établie par C. BARBEY.
5. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 a et fig. 24, 25 et 94.

La cuirasse se situe, en effet, à un niveau nettement plus bas qu'à l'amont : son altitude absolue n'est que de 10 m à la hauteur de Podor (carrière de Thillé Boubacar), contre 70 à 90 m dans la région de Kaédi et 120 à 138 m aux environs de Maghama (fig. 94). La surface d'accumulation du Continental terminal, fossilisée par la cuirasse, ne possédait sans doute qu'une pente infime ; celle-ci a donc été accentuée par des déformations tectoniques se traduisant par un mouvement de bascule[1]. Nous venons de voir[2] que dans l'Inchiri, au Nord-Est de Nouakchott (fig. 5), les dépôts du Tafaritien s'élèvent jusqu'à une altitude supérieure à 35 m. Cette transgression aurait dû s'étendre à travers l'Aftout ech Chergui et le Brakna aussi à la majeure partie du Ferlo septentrional si ces régions avaient été alors aussi basses que de nos jours[3]. En outre, l'allure de la côte, parfaitement plate et régulière, n'est-elle pas souvent caractéristique d'une subsidence de l'arrière-pays ?

Quand s'est produit ce gauchissement ? Quelles ont été les principales phases de l'évolution de la vallée inférieure du Sénégal au cours du Quaternaire ancien et moyen ?

a. L'écoulement ancien

En aval de Bogué le fleuve coulait vers le Nord-Ouest (fig. 5) *au début du Quaternaire, comme pendant le dépôt du Continental terminal*[4]. Les niveaux de galets et de graviers touchés par le puits de Barka et le piézomètre L 2 dans le Brakna méridional témoignent de cet ancien écoulement. Le lit mineur était surchargé de matériel grossier venant du haut bassin où régnait alors un climat de tendance subaride[5]. Nous avons signalé précédemment que ces *dépôts graveleux* se situent sous le niveau de la mer et descendent jusqu'à la cote – 10,15 m. Bien qu'il faille tenir compte de l'affaissement ultérieur, il semble que ces alluvions se soient déposées au cours d'une période de régression marine. L'entaille sur le cours inférieur a sans doute favorisé le creusement dans le haut bassin par un chevelu hydrographique très ramifié ; peu à peu l'écoulement est devenu diffus et a abouti à la formation du haut glacis. Le réseau des oueds du Tagant et du Sud de l'Adrar se rattachait au fleuve Sénégal, en partie au moins, par la dépression allongée de l'Aftout ech Chergui (fig. 93).

Pendant cette ***période subaride*** la cuirasse ferrugineuse de la surface fin-Pliocène a été en majeure partie démantelée. Les débris ont été étalés en de vastes *nappes d'épandages* couvrant le Ferlo. Dans le grand couloir de l'Aftout ech Chergui ces fragments de cuirasse se mélangent à des quartz et des jaspes, venus des formations du Paléozoïque plissé. Comme dans le haut bassin, la végétation très clairsemée permettait des écoulements diffus sur des surfaces planes ; mais le transport des débris grossiers sur ces terrains à pente infime n'a pu s'effectuer que par des crues très violentes, sûrement très espacées.

Lorsque le climat est devenu ***plus humide****, ce matériel détritique a été cimenté par les oxydes de fer en une cuirasse secondaire.* Le niveau de galets du puits de Barka s'est consolidé en poudingue. Dans l'ensemble l'induration a été plus marquée au Ferlo que dans les régions plus septentrionales du Trarza et du Brakna. C'est pourquoi le conglomérat de l'Aftout ech Chergui s'est facilement effrité[6]. Ce niveau induré par le fer correspond à la cuirasse du haut glacis.

La transgression du Tafaritien semble coïncider avec une certaine phase de cette longue période humide qui a engendré une altération profonde des roches sous le haut glacis dans le bassin supérieur du fleuve. La mer formait alors un vaste golfe en Mauritanie atlantique (fig. 5).

1. Des gauchissements ont dû se produire aussi dans le bassin du Niger moyen, peut-être à la même époque. D'après J. Trigart et A. Cailleux, 1961, p. 152, « il semble que le fossé de Faguibine ait continué de fonctionner et que la mise en place des masses détritiques épaisses dans l'Ouest de l'Aklé ait été facilitée par une légère subsidence ».
2. Cf. paragr. 2 a.
3. L'Aftout ech Chergui a une altitude inférieure à 15 m (fig. 101 a) ; celle-ci ne dépasse guère 20 m dans le Brakna méridional et atteint rarement 35-40 m au Ferlo.
4. Cf. 3e partie, chap. II, A 2 b.
5. Cf. chap. I, A 3.
6. Dans le Tagant les épandages de graviers ferrugineux, qui tapissent certains alvéoles suspendus, n'ont été que légèrement cimentés ou sont restés meubles ; cf. S. Daveau, P. Michel, 1969.

Le Sénégal, se dirigeant toujours vers le Nord-Ouest après Bogué, le rejoignait probablement à une trentaine de kilomètres au Sud-Ouest de Boutilimit. Ce golfe, très ouvert, commençait à se dessiner dans la région du Delta où ses dépôts littoraux ont été traversés par le sondage de Toundou Besset[1]. Son rivage s'allongeait à travers le Trarza jusqu'à l'Aouker, selon une direction SW-NE. N'est-ce pas là l'orientation des failles principales de la bordure sud-est du Delta ? On peut donc envisager, à titre d'hypothèse, que *le golfe tafaritien ait été limité par le faible rejeu d'une de ces failles* se prolongeant dans le Sud-Ouest de la Mauritanie. La sédimentation était alors fine.

b. Les dépôts de sable et de calcaire lacustre

L'érosion mécanique et l'écoulement en nappe ont repris au cours d'une nouvelle ***période sèche.*** Mais le matériel de cette seconde série d'épandages est moins grossier : composé surtout de gravillons, il a été souvent incorporé dans les dépôts ultérieurs de calcaire lacustre. Le fleuve coulait encore vers le Nord-Ouest en aval de Bogué. Il abandonnait alors de grandes quantités de sable sur son cours inférieur. Ainsi dans le puits de Barka le poudingue de quartz et de jaspes, qui serait l'équivalent de la haute terrasse, est recouvert de 11 m de sable. *Il est possible qu'à cette époque le Sénégal ait été un fleuve semi-endoréique* et qu'une partie de ses eaux se soient perdues entre Bogué et Nouakchott au milieu d'épandages.

Pendant une phase très aride le matériel sableux a pu être remanié en ergs, dont il ne reste apparemment plus de trace puisque le sable a été repris par le vent et amoncelé en de nouvelles dunes au cours de phases arides ultérieures[2]. Ces massifs dunaires ont peut-être barré un certain temps la vallée inférieure du Sénégal. Nous avons déjà signalé que dans leur récent article de synthèse sur le Quaternaire entre Nouakchott et Port-Étienne, P. Elouard, H. Faure et L. Hébrard (1969) font état d'une période aride se situant après la transgression tafaritienne et l'appellent Akcharien[3]. Th. Monod (1958) a indiqué, dans son étude de la Majâbat al-Koubrâ, que les sables blancs (SB), mis en place par les eaux, contiennent de nombreux grains éolisés ; si cet aspect de surface n'est pas hérité directement de la roche mère, ils pourraient témoigner de l'existence d'un ou de plusieurs ergs formés après le dépôt des sables argileux et argiles (SA) attribués au Continental terminal. Une évolution semblable vers l'aridité a déjà pu se produire dans les régions septentrionales du bassin du Sénégal au cours de la première période sèche. Ainsi s'expliquerait mieux l'épaisseur considérable des nappes d'épandages sur les haut et moyen glacis dans le bassin supérieur du fleuve[4]. Il se serait produit un remblaiement généralisé en amont du barrage dunaire comme plus tard pendant la formation de l'erg des « dunes rouges »[5].

Le dépôt des calcaires du Rkiz dans l'Aftout ech Chergui, le Brakna et le Ferlo, marque le retour d'un ***climat humide.*** Ce sont des calcaires lacustres d'origine essentiellement chimique. Le niveau de la nappe phréatique était sans doute beaucoup plus élevé qu'aujourd'hui dans le Ferlo[6], grâce à des pluies abondantes et plus régulières ; les dépressions se transformaient en grandes mares temporaires ou permanentes. *Le Sénégal inférieur alimentait probablement de nombreux lacs dans le Brakna méridional et l'Aftout ech Chergui.* La superficie de certains d'entre eux se chiffrait peut-être à plusieurs dizaines de kilomètres carrés. Les eaux du fleuve et celles des nappes phréatiques étaient très chargées en bicarbonate de calcium à cause de la présence de calcaires éocènes dans le substratum et peut-être aussi par suite de l'altération profonde sous les glacis étagés du haut bassin. C'est alors que se seraient formées les dolines dans les calcaires marneux de l'Éocène inférieur près de Keur Momar Sarr. La

1. Cf. paragr. 1 c.
2. Une étude détaillée des diverses formations dunaires s'étendant entre la basse vallée du Sénégal et la limite méridionale de l'Inchiri permettrait peut-être de trouver des témoins de ces ergs.
3. Cf. paragr. 2 a.
4. Cf. chap. I, A 1, 2 a et 3.
5. Cf. 5e partie, chap. I, B et C 1.
6. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 c.

dissolution a dû se poursuivre en profondeur ; au Sud de Louga elle a affecté les calcaires lutétiens qui constituent maintenant le niveau aquifère. La karstification des calcaires du Paléocène dans la région de Mbour et au pied de la « falaise » de Thiès dans la région de Pout[1] date peut-être de la même époque.

Des dépôts calcaires, probablement du même âge, apparaissent aussi localement dans la partie septentrionale de la grande boutonnière du Hodh où le Karakoro prend sa source. C. Bense (1961, p. 149) a observé au Nord-Est d'Aïoun el-Atrouss des calcaires durs fossilifères[2]. Dans la dépression qui sépare le petit massif du Rkiz de l'Afollé, S. Daveau (1963) a remarqué « des dépôts calcaires qui sont probablement de formation assez récente : concrétions calcaires dans du sable argileux, ciment calcaire englobant des granules gréseux et ferrugineux »[3]. *Ainsi la sédimentation chimique par précipitation de carbonate de calcium semble avoir été générale dans les cuvettes et les creux des régions septentrionales alors que se produisait le cuirassement du moyen glacis dans le haut bassin.* Rappelons que le dépôt le plus méridional de calcaire lacustre, observé jusqu'à présent, se trouve à environ 50 km au Sud–Sud-Ouest de Bakel où il se situe légèrement en contrebas du haut glacis[4].

Les explorations de Th. Monod (1958) à travers la Majâbat al-Koubrâ[5] ont montré la présence dans ce vaste désert d'un niveau de sable argileux et d'argile, gris ou bleu (GB 1), contenant par endroits des Mollusques d'eau douce, des traces de végétaux et des débris d'ossements de Vertébrés (Poissons, Crocodiles, Hippopotames, Éléphants) ; localement il peut être plus calcaire et assez induré. Ce dépôt lacustre ou palustre apparaît dans certaines dépressions interdunaires, creusées par déflation éolienne, et repose généralement sur les sables blancs (SB). Des pièces d'industries acheuléennes sont associées par place à ces deux formations. Th. Monod (1958, p. 123) attribue aussi à ce grand pluvial « une série de formations ferrugineuses se présentant sous l'aspect de grès tendres à tubulures plus résistantes, apparaissant souvent sous forme d'affleurements hérissés de saillies ferrugineuses digitigormes... ». Une certaine migration d'oxydes de fer, probablement à très courte distance, a donc pu se produire dans les régions septentrionales lorsque le milieu était favorable.

La transgression de l'Aïoujien se serait produite au cours de cette longue période humide qui se manifestait dans les zones sahélienne et désertique du Sahara méridional. Le Sénégal ne pouvait guère rejoindre alors le petit golfe au Nord-Est de Nouakchott (fig. 5). Son cours s'était probablement déjà déplacé un peu vers le Sud. *Le fleuve aurait pris une direction Ouest–Nord-Ouest après Bogué, traversant le Brakna et le Trarza méridional.* Ainsi s'expliquerait mieux l'extension des calcaires lacustres dans ces régions ; une partie de ses eaux de crues se seraient répandues dans l'Aftout ech Chergui. A cette époque le Sénégal se serait jeté dans l'océan quelque part au bord de l'Aftout es Saheli. Mais la reconstitution de son ancien tracé près de l'embouchure s'avère impossible : en l'absence de sondages et de puits profonds, les dépôts sous les « dunes rouges » ne sont pas connus dans le secteur maritime du Trarza où la nappe phréatique est salée (fig. 35).

c. Le nouveau cours du fleuve

*Les **gauchissements tectoniques** se seraient surtout produits au cours du retrait de la mer, mais ils ont pu se poursuivre ultérieurement.* Deux régions se sont affaissées. La première, occupée en majeure partie par la grande sebkha de Ndrhamcha, se situe au Nord de Nouakchott entre le littoral et l'Inchiri (fig. 5) ; les calcaires gréseux de l'Aïoujien et du Tafaritien ont été recoupés à la bordure orientale de la sebkha par le sondage de Moutounsi entre les cotes – 31

1. Cf. 1re partie, chap. I, C 2 a ; pour la région de Mbour, voir L. Hébrard, 1966 a ; pour celle de Pout, A. Martin, 1967.
2. Le gisement situé près du puits d'Ajouj renferme des Gastéropodes du genre *Planorbidae;* ces fossiles appartiennent au Pliocène supérieur ou au Quaternaire.
3. Ils proviennent sûrement de la dissolution des calcaires dolomitiques de la série de Kayes (Cambrien inférieur) qui constitue le substratum.
4. Cf. paragr. 1 b et fig. 101 c.
5. Elle s'étend dans le Sahara méridional depuis les plateaux du Tagant et de l'Adrar jusqu'au Nord de la boucle du Niger.

et – 44 m[1]. La seconde zone de subsidence, plus vaste, englobe le Trarza et Brakna méridional, le Ferlo septentrional et la région du Delta, comme nous l'avons indiqué précédemment. Selon P. ELOUARD (1959) les puits de l'Aouker traversent les grès glauconieux du Tafaritien vers la cote + 35 m alors que dans l'Iguidi ils se trouvent proches du niveau actuel de la mer. Dans le Delta même, la base de la série attribuée au Tafaritien se situe à la cote – 45 m dans le sondage de Toundou Besset (fig. 77, TB). D'autre part, le sommet des calcaires lacustres ne dépasse guère l'altitude absolue de 8 à 10 m, aussi bien dans l'Aftout ech Chergui qu'en bordure de la vallée du Bounoum.

L'affaissement de certaines parties du Trarza et du Brakna ainsi que des régions septentrionales du Ferlo a provoqué la modification du cours inférieur du Sénégal. Au lieu de continuer à couler vers l'Ouest–Nord-Ouest en aval de Bogué, le fleuve se dirigea vers l'Ouest, prenant son tracé actuel (fig. 5). Ainsi il dessine un grand arc de cercle entre Bakel et l'entrée de la région du Delta. Pourquoi le changement de direction s'est-il produit à la hauteur de Bogué et pas plus en amont, près de Kaédi par exemple ? La présence de la cuirasse secondaire, souvent très compacte dans le Ferlo septentrional, gênait le travail des eaux courantes. Par contre, plus au Nord le matériel des anciens épandages était beaucoup moins consolidé et pouvait être aisément déblayé.

Le Sénégal inférieur a entaillé profondément son lit dans les couches de calcaire et d'argile éocènes au cours de la régression marine qui a suivi l'Aïoujien. Des petits affluents de droite ont alors creusé la cuvette occupée maintenant par le lac Rkiz dans l'extrémité méridionale de l'Aftout ech Chergui, tandis que sur la rive gauche le rebord du glacis polygénique, couvert d'une cuirasse ferrugineuse, a seulement été incisé par des ravins. Les calcaires lacustres ont été fragmentés par place et leurs débris pris en charge par les cours d'eau ou remaniés à courte distance par ruissellement[2]. La vague d'érosion régressive s'est propagée le long du fleuve et de ses affluents, peut-être jusque dans le haut bassin. Ainsi la formation du bas glacis par entaille du moyen glacis serait liée non seulement à l'existence d'un climat plus sec, de tendance subaride, mais aussi à un abaissement considérable du niveau marin.

Des épandages de graviers ont recouvert par endroits les calcaires lacustres dans l'Aftout ech Chergui et au Ferlo septentrional. Les petites dolines de Keur Momar Sarr se seraient alors remplies de gravillons ferrugineux. De cette époque daterait aussi la nappe supérieure de gravillons qui jalonne le bord sud de la basse vallée du Sénégal. Le réseau de failles du lac de Guier (fig. 102) a sans doute légèrement rejoué à cette époque. Les écoulements diffus ont mis en place des couches de graviers ferrugineux coiffant des sables ou des argiles sableuses à l'Ouest du lac (fig. 104).

Les niveaux graveleux sont généralement recouverts d'un mince dépôt de sable, aussi bien dans le Ferlo septentrional qu'à l'Ouest du lac de Guier ; son épaisseur semble varier entre 1 et 3 m. *Ces sables de couverture, légèrement ondulés, évoquent un* ***ancien erg*** *aux dunes aplaties.* Leur modelé, très mou, contraste avec celui, encore très vigoureux, des grands cordons de « dunes rouges » (fig. 104) formés ultérieurement[3]. Selon une première reconnaissance pédologique, cet ancien erg porte des sols évolués, caractérisés par la présence d'un horizon B textural[4] ; ils seraient identiques à ceux des ergs anciens de la Haute-Volta septentrionale et du Niger méridional[5]. Les recherches pédologiques, qui seront entreprises prochainement dans le Ferlo septentrional, permettront certainement de mieux différencier les deux systèmes dunaires. Des témoins du premier système aplani semblent subsister également dans le Cayor et le Djolof.

Cette génération d'ergs, postérieure à la transgression de l'Aïoujien, a aussi été reconnue

1. Cf. la coupe de P. ELOUARD, 1959, p. 135-136, et aussi P. ELOUARD, H. FAURE, 1967, p. 28-29.
2. Au puits de Bou Toumbaya, à 8 km au Sud–Sud-Est de Méderdra, des sables argileux « à rognons de calcaire blanc » recouvrent des sables et des grès verdâtres, attribués maintenant au Tafaritien ; cf. P. ELOUARD, 1959, p. 154-155.
3. Cf. 5e partie, chap. I B.
4. Cf. 2e partie, chap. III C.
5. D'après R. BOULET et M. GAVAUD qui ont effectué des études systématiques dans ces régions ; cf. notamment R. BOULET, 1967, et M. GAVAUD, 1967 c.

récemment par P. Elouard, H. Faure et L. Hébrard (1969) dans les massifs dunaires entre Nouakchott et Port-Étienne[1]. Th. Monod (1958) place également la période d'édification des « dunes anciennes » de la Majâbat immédiatement après les dépôts lacustres ou palustres du GB 1. Les recherches en cours au Tchad, s'appuyant sur une série d'âges absolus, mettent en évidence la formation d'ergs avant 40 000 ans B.P.[2]. *Ainsi une importante phase d'aridification affectait alors non seulement tout le Sahara méridional mais aussi la zone sahélienne de l'Afrique occidentale et centrale.*

Il est possible que les alignements de cet ancien erg aient barré le cours du Sénégal en aval de Kaédi ; le fleuve, ayant un régime endoréique pendant un certain laps de temps, se serait alors perdu au milieu d'épandages[3]. Il aurait recreusé son lit lorsque le climat devenait à nouveau plus humide. Ainsi s'expliquerait plus aisément l'existence de deux niveaux emboîtés de basse terrasse sur certains cours d'eau de son bassin, notamment sur la moyenne Falémé[4].

Le Sénégal commençait à alluvionner quand le niveau marin se relevait à nouveau. Un remblaiement s'est produit vers l'amont sur son cours inférieur et moyen, en fonction du relèvement progressif du niveau de base. Des épandages successifs se sont étalés à la surface du bas glacis. Nous avons vu qu'ils sont épais en bordure de la moyenne vallée dans la région de Matam, leur puissance pouvant atteindre par place dix mètres. *Le fleuve transportait alors des graviers jusque dans la région du Delta.* Quelques graviers de quartz et de jaspe, longs de 1 à 3 cm, se sont mélangés aux gravillons ferrugineux recouvrant la cuirasse dans la carrière du terrain d'aviation de Richard-Toll et dans les niveaux graveleux supérieurs traversés par le sondage au Sud-Ouest de Niéti Yone[5], près de la bordure orientale du Delta (fig. 102). Ces éléments siliceux proviennent du socle antécambrien et surtout des séries paléozoïques, soit directement, soit par reprise des dépôts d'une terrasse ancienne ; ils ont donc été transportés par le fleuve sur une certaine distance et se sont ajoutés au matériel d'origine locale.

Les niveaux supérieurs de graviers et gravillons ferrugineux peuvent contenir localement *quelques pièces préhistoriques.* L'ouverture de carrières permet d'y faire des fouilles systématiques. H. Bessac (1953, 1955) a trouvé ainsi en divers endroits des silex taillés d'une industrie appartenant au « Paléolithique évolué ». Ces pièces « *moustéroïdes*[6] « étaient nombreuses dans la carrière du terrain d'aviation de Richard-Toll puisque 85 objets y ont été récoltés, souvent en place ; ils se situaient jusqu'à 1 m du sommet de la nappe détritique. Cette industrie comprend surtout des grattoirs, des racloirs, des lames et quelques petits bifaces[7]. A. Naegelé a récolté récemment des outils moustéroïdes dans les gravillons de la carrière de Mbilor Diéri près de Dagana et C. Descamps[8] vient de trouver une pièce de Moustérien typique en fouillant les graviers ferrugineux de la rive occidentale du lac de Guier près de Gnit (fig. 104 a).

Le climat semble avoir été à cette époque ***légèrement plus humide*** *que maintenant.* Mais cette pulsation vers l'humide n'a été que de courte durée à l'échelle du Quaternaire : elle s'étendait probablement sur une dizaine de milliers d'années. Aussi ses effets sur la morphogenèse sont-ils restés limités. Les gravillons ferrugineux des derniers épandages ont été faiblement cimentés par place, mais la consolidation n'a jamais atteint le stade de la cuirasse. Nous avons montré précédemment[9] que pour le bas glacis l'altération biochimique du substrat rocheux est faible ou nulle et l'induration par le fer du matériel meuble des épandages reste très sporadique. Les dépôts de calcaire lacustre, très sensibles à l'action chimique, ont pu

1. Ces auteurs lui donnent le nom Ogolien I. Pour éviter des confusions nous préférons réserver le terme Ogolien aux ergs formés pendant la régression postinchirienne ; cf. 5e partie, chap. I B.
2. M. Servant, S. Servant, G. Delibrias, H. Faure, 1969.
3. Comme pendant la formation des ergs de dunes rouges ; cf. 5e partie, chap. I, C 1.
4. Cf. chap. I, B 2 b.
5. Cf. paragr. 1 d.
6. On peut les attribuer au Paléolithique moyen d'après H. Hugot.
7. C'est la seule industrie préhistorique découverte jusqu'à présent aux abords de la basse vallée du Sénégal. Aussi faut-il souhaiter que les recherches se développent dans ce domaine au cours des prochaines années.
8. Renseignement oral.
9. Cf. chap. I, A 2 a et B 2 a.

subir alors une certaine dissolution. C'est à cette époque qu'ils auraient été modelés en calottes dans les régions de Dahra et de Diaré Mbolo (fig. 101, b et c). Les imprégnations de calcaire au niveau de la nappe phréatique, plus élevée que maintenant, se seraient produites pendant la même période ; elles pourraient être liées localement à l'altération des calcaires lacustres.

L'oscillation humide s'est surtout traduite dans la morphogenèse par l'oblitération du relief dunaire de l'ancien erg du Ferlo septentrional. Les dunes se sont aplaties par colluvionnement et colmatage des interdunes. Une végétation arborée, probablement assez dense, fixait ce modelé de dunes, très émoussé. L'accroissement des pluies et la présence d'un couvert végétal continu ont stimulé la pédogenèse ; ainsi ces anciennes dunes se sont couvertes de sols bien évolués, brun-rouge ou ferrugineux tropicaux.

Ce « pluvial » s'est traduit par une augmentation importante des écoulements fluviatiles dans toute la zone tropicale sèche à la bordure méridionale du Sahara. La cuvette du Tchad connaissait « un épisode lacustre complexe, commençant vers 40 000 ans et se poursuivant après 30 000 ans B.P. »[1]. Il s'est traduit par la sédimentation alternée d'argiles à Diatomées et de marnes sableuses à Ostracodes[2] ; l'ensemble du dépôt est couvert de sable typiquement éolien. La rubéfaction des dunes anciennes de la Majâbat al-Koubrâ a pu se produire pendant ce pluvial[3] ; le niveau de sable dur légèrement argileux, couleur chocolat au lait (CL) avec traces de passages de racines, s'est peut-être formé à la même époque dans d'anciens interdunes où prospérait une végétation relativement dense.

La transgression de l'Inchirien coïncide avec cette période humide puisque certains de ses beach-rocks ont été datés par le radiocarbone de 31 000 à 35 000 ans B.P., aussi bien près de l'embouchure actuelle du Sénégal que dans la région de Nouakchott et sur le pourtour de la presqu'île du Cap-Vert. D'après les études écologiques de P. Elouard, « la faune de ces lumachelles indique l'existence d'une mer chaude à faune tropicale de type sénégalien » à la latitude de Nouakchott[4]. Nous avons vu[5] que la subsidence se poursuivait au cours de cette transgression dans la région littorale du Delta (fig. 6). Le fleuve alluvionnait sûrement le long de son cours inférieur. Il a probablement construit un delta à l'extrémité du golfe inchirien. Les niveaux supérieurs des dépôts sablo-limoneux traversés par le sondage pétrolier de Toundou Besset (fig. 102) pourraient correspondre à ces formations fluvio-deltaïques (fig. 103) ; ils coiffent alors directement les sédiments du golfe tafaritien. Mais il n'est pas possible de reconstituer l'extension de cet ancien delta puisque ses dépôts ont été soit déblayés par le creusement ultérieur du fleuve, soit masqués par l'erg des dunes rouges[6].

L'évolution géomorphologique du Sénégal inférieur et de ses bordures montre ainsi nettement l'existence au cours du Quaternaire ancien et moyen de deux longues périodes humides, séparées et encadrées par trois grandes périodes sèches, comme dans les régions plus méridionales du haut bassin. A la dernière période sèche succède un pluvial beaucoup plus court, dont les répercussions sur la morphogenèse ont été faibles. Comment ces importantes variations climatiques, associées aux mouvements eustatiques, se sont-elles traduites dans le modelé des régions traversées par le cours inférieur de la Gambie, qui se situent maintenant dans le domaine sud-soudanien[7] ?

1. M. Servant, S. Servant, G. Delibrias, H. Faure, 1969, p. 296.
2. M. Servant, 1967 ; c'est la série intercalaire d'Étiré ou des Soulias (M. Servant, S. Servant, G. Delibrias, 1969).
3. C'est le *trâb hamrâ* (« pays rouge ») des nomades ; cf. Th Monod, 1958, fig. 11, p. 26, et p. 122.
4. *In* P. Elouard, H. Faure, 1967, p. 56.
5. Cf. paragr. 1 c
6. Cf. 5e partie, chap. I, A et B.
7. Cf. 1re partie, chap. II D et fig. 41.

B. LES PLATEAUX DE LA BASSE GAMBIE

Le relief y est plus accidenté qu'en bordure de la basse vallée du Sénégal ; il prend de l'ampleur en allant du Nord au Sud. Alors que dans la partie septentrionale du Ferlo s'étend un glacis polygénique très uniforme, deux paliers apparaissent dans les régions méridionales ; ils correspondent à deux niveaux différents de cuirasses ferrugineuses[1]. Trois paliers, séparés par deux versants, se succèdent généralement au bord de l'entaille de la basse Gambie depuis le lit majeur jusqu'au sommet du plateau en territoire sénégalais. Suivons le fleuve vers l'aval.

1. LES NIVEAUX DE CUIRASSE ET LES RESTES DE POUDINGUE

La Gambie coule dans les grès argileux du Continental terminal à partir de Badi jusqu'à son embouchure (pl. I et II). Dans la *région de* ***Tambacounda*** son lit majeur est bordé par le *bas glacis sableux* auquel se raccordent *quelques témoins de la basse terrasse.* Plus haut subsistent par endroits *des fragments du poudingue de la moyenne terrasse;* nous en avons rencontré notamment aux environs de Kirili, à proximité de la piste Tambacounda-Koundara[2]. *Un vaste plateau échancré par les entailles de petits affluents domine ces deux gradins.* Les grès sont fortement ferruginisés sur ses parties hautes. Une carapace ferrugineuse, de texture feuilletée avec de grands vides, apparaît parfois à faible profondeur dans des carrières ou sur le rebord du plateau. *Il semble que cette surface, dont la pente générale s'incline faiblement vers l'Ouest, corresponde au haut glacis particulièrement étendu dans cette région* (fig. 93). Elle escamote partout le contact du Continental terminal avec les formations du Paléozoïque[3].

Les caractères du modelé ne changent guère vers l'aval. *Dans la région de* ***Bassé*** *se distinguent également trois niveaux topographiques et deux terrasses graveleuses étagées* (fig. 101 d). Le niveau supérieur est représenté par les grands plateaux qui s'élèvent aux alentours de Kanubé, de Sotuma et au Sud-Ouest de Kossémar[4]. Leur cuirasse affleure en bordure de la vallée. Elle présente généralement une texture conglomératique et renferme des morceaux émoussés d'une vieille cuirasse, recouverts d'une patine ferro-manganésique. Ce sont sans doute des débris provenant de la destruction de la cuirasse formée sur la surface de remblaiement fin Pliocène. Cette cuirasse secondaire est déjà très érodée au Sud-Ouest de Kossémar : il n'en subsiste plus que des blocs éparpillés sur le plateau et des éboulis sur les versants. Elle est toujours nettement ferrugineuse et assez riche en silice[5].

Un second niveau de cuirasse constitue un replat dans le versant du plateau ou couvre des buttes moins hautes, plus proches de la Gambie (fig. 101 d), notamment à l'Ouest de Kanubé et près de Kossémar. Localement ce niveau induré a le faciès d'un grès ferrugineux. Vers le lit du fleuve il passe à un poudingue de graviers de quartz et de galets de cuirasse. La longueur des quartz n'excède guère 2,5 cm. Ce sont des lambeaux de la moyenne terrasse. Le poudingue est souvent fragmenté en gros blocs le long du rebord des buttes ; mais au point de traite de Kanubé il forme encore une corniche dominant d'une dizaine de mètres le lit de la Gambie.

Autour de ces buttes s'étendent des terrains sablonneux descendant en pente douce vers les cuvettes au sol argileux, inondées par la crue annuelle de la Gambie (fig. 101 d).

1. Cf. S. PEREIRA BARRETO, 1964, p. 5. Ce seraient les équivalents des haut et moyen glacis (fig. 93).
2. P. MICHEL, 1959 a, p. 7 et fig. 9.
3. Il ne se traduit par aucun relief, contrairement à ce qu'on observe dans le bassin du Sénégal ; comparez pl. I et II.
4. P. MICHEL, 1960 c.
5. L'analyse de deux échantillons du plateau de Kanubé a donné les teneurs suivantes en Fe_2O_3 et en SiO_2 : en subsurface 43,4 %-26 % ; à 2,50 m de profondeur 39,8 %-28,3 %.

En surface leur sable hétérométrique est coloré en brun-rose. Un niveau induré par le fer semble s'être constitué à faible profondeur, sous l'action du lessivage oblique[1]. Un poudingue découpé en dalles apparaît au bord de la cuvette à peu près à mi-chemin entre le point de traite et Kossémar. Il est composé surtout de quartz et de graviers ferrugineux, mais contient en outre quelques jaspes et grès infracambriens. C'est un témoin de la basse terrasse.

Les mêmes gradins s'observent dans la profonde entaille de la Sima, affluent de gauche de la Gambie. *Mais les cuirasses ferrugineuses, qui engendrent cette topographie en marches d'escalier, s'amincissent en s'éloignant des vallées et peuvent se terminer en biseau à l'intérieur des grès du Continental terminal* (fig. 101 d). C'est pourquoi il n'existe généralement qu'un seul niveau de cuirasse dans la zone de partage des eaux entre la Gambie, la Kayanga et la Casamance. Le modelé du plateau y est beaucoup plus mou et la cuirasse n'affleure que très rarement[2].

En aval de Kudang (pl. I), *dans le secteur de* ***Dankunku****, le fleuve dessine une grande boucle dont le tracé Nord-Sud est perpendiculaire à la direction générale du cours* (fig. 105). *A la bordure orientale de la vallée existent toujours les trois niveaux étagés.* Le premier forme un grand plateau très festonné entre Bureng et Sutukung. Sa cuirasse ferrugineuse à texture vacuolaire a été fragmentée en dalles et blocs. Sur les corniches, atteignant par endroits une hauteur de 10 m, les grès du Continental terminal sont traversés de veines d'oxydes de fer qui constituent une carapace alvéolaire à l'affleurement.

Le niveau inférieur cuirassé se présente sous forme de chapelets de buttes dans les environs de Dankunku et autour de Pakali Ba (fig. 105). La formation indurée par le fer a été parfois découpée en grosses dalles. C'est le plus souvent un grès ferrugineux, aux grains de taille très différente, qui renferme en outre des granules de quartz anguleux. Il s'agit probablement d'un ancien épandage cimenté par le fer. Ce niveau apparaît également dans la partie amont de la boucle, au Sud-Est de Jessadi Tenda. Son faciès reste le même. Il se termine à deux endroits par un poudingue, composé de quartz émoussés, longs de 2 cm, et de graviers ferrugineux bien roulés. Ce dépôt, épais de 2 m, contient des galets de cuirasse dans sa partie inférieure et repose sur des grès argileux bariolés. La position ainsi que la nature et l'usure du matériel permettent de classer ces lambeaux de poudingue comme des fragments de la moyenne terrasse (fig. 105). Leur position au bord du lit fluvial montre que le tracé de la Gambie n'a guère changé depuis lors, du moins à cet endroit.

Des plateaux et buttes on descend soit directement sur les dépôts du lit majeur, soit sur des terrains sablonneux en pente douce vers la vallée. Le sable du glacis, de couleur beige ou rouge en surface, est généralement mal trié. Il recouvre un niveau induré par les oxydes de fer qui se situe vraisemblablement encore dans la zone d'oscillation actuelle de la nappe phréatique.

Voici la coupe d'un puits creusé à la sortie sud-ouest de Dankunku :

0,00-3,00 m	sable hétérométrique
3,00-6,00	grès ferrugineux
6,00-8,00	sable limoneux, couleur orange

niveau statique (mars 1960) : 8 m.

Le lit mineur de la Gambie s'élargit progressivement en aval de cette grande boucle de Dankunku, mais son lit majeur reste étroit. *En plusieurs endroits le plateau s'avance jusqu'au bord du fleuve, notamment à* ***Tendaba****, Tankular et Mootah Point* (fig. 106) *sur la rive sud, à Ballingho sur la rive nord.* Un *niveau de grès grossier à ciment ferrugineux,* très dur, affleure sur le rebord du plateau près de Tendaba et à Tankular. Ce grès s'est formé à partir d'un sable assez homométrique ; il renferme aussi quelques granules de quartz d'une longueur de

1. D'après des renseignements recueillis sur place, le puits de Kanubé aurait traversé d'abord 3 m de sable, puis un horizon ferrugineux, avant d'entrer dans les grès bigarrés du Continental terminal.
2. P. MICHEL, 1960 c ; cf. p. 18 la coupe du puits de Badaria, à mi-chemin entre Bassé et Vélingara.

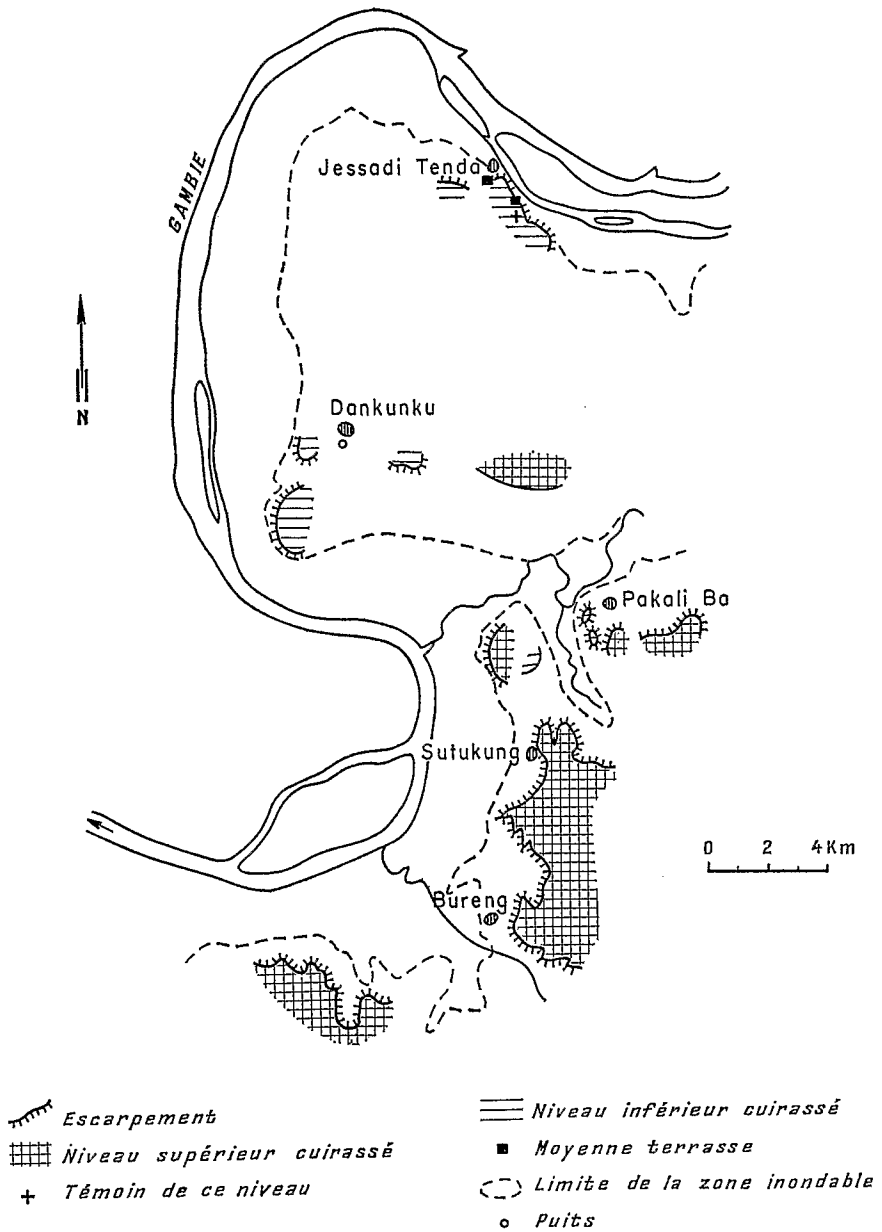


FIG. 105. — Croquis géomorphologique de la basse Gambie dans la région de Dankunku.

5 mm. L'étude d'une lame mince[1] montre l'existence de grains de deux tailles différentes : prédominance de très gros grains de quartz arrondis, fissurés et corrodés — quelques grains moyens arrondis ou anguleux ; ces derniers proviennent sans doute de l'éclatement de gros grains au cours de la cimentation par le fer. Ce dépôt bien trié, qui surmonte des grès hétérométriques à imprégnations ferrugineuses, correspond-il à un niveau d'alluvions du sommet du Continental terminal, mises en place à la fin du Tertiaire, ou à des témoins de la haute terrasse ? Quoi qu'il en soit, il prouve l'ancienneté du cours de la Gambie près de son embouchure actuelle.

1. Échantillon 644 ; cf. Annexe 2.

Dans les environs de Tendaba apparaît un *second niveau induré*, à quelques mètres au-dessus des basses terres, cuvettes inondées en saison des pluies ou anciennes vasières. Il présente souvent une texture conglomératique et renferme des débris de grès ferrugineux du niveau supérieur. Cette deuxième cuirasse a été recoupée aussi par les puits des villages situés en bordure du Bintang Bolon (fig. 106). A l'aval de ce défluent, le plateau recouvert d'une cuirasse ferrugineuse s'arrête à environ 2 km du fleuve. Les deux puits de Bréfet ont traversé le second niveau induré[1]. Celui-ci formerait les Fort James Islands qui pointent au milieu du lit de la Gambie ; selon W. C. Cooper (1927), des grès ferrugineux durs y apparaissent à quelques pieds au-dessus du niveau du fleuve à marée haute. Leur cimentation par les oxydes de fer est donc bien antérieure à la dernière régression pendant laquelle ils ont été entaillés par le fleuve ; la transgression a transformé ensuite ces témoins en îles. La cuirasse affleure à l'embouchure même de la Gambie, sur la rive nord-est, à l'extrémité du cap de Barra qui resserre l'estuaire (fig. 106) ; elle y présente un faciès de grès ferrugineux sous les fondations du fort Bullen.

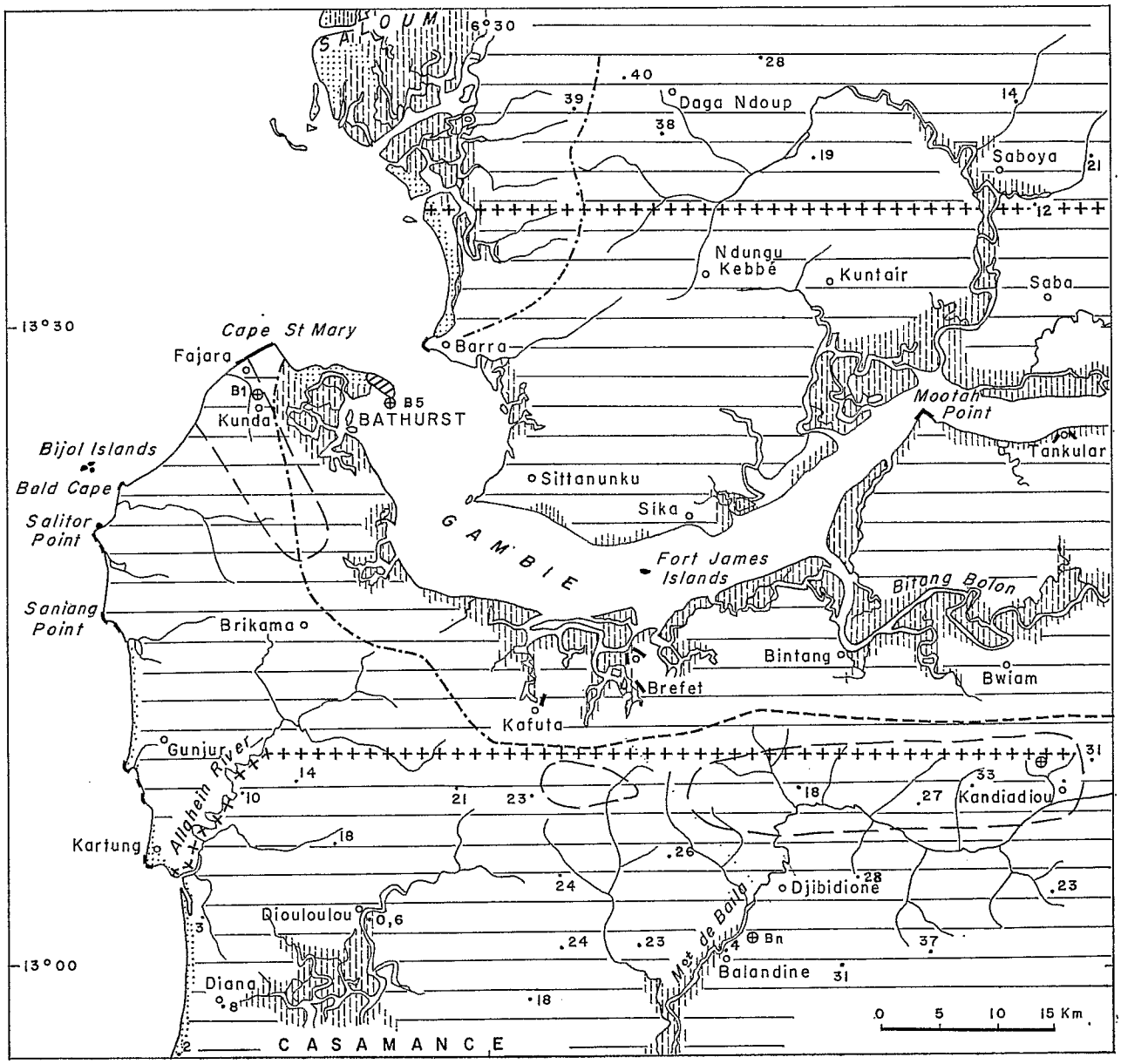
Au ***Sud-Ouest de l'embouchure,*** *le plateau de grès du Continental terminal arrive en plusieurs endroits jusqu'au bord de la mer et se termine par des* ***falaises*** *plus ou moins abruptes, s'élevant à une dizaine de mètres au-dessus de l'océan.* Le cap Salitor Point, à une trentaine de kilomètres de Bathurst (fig. 106). donne une belle coupe des terrains. *Une cuirasse ferrugineuse affleure à la base jusqu'à deux mètres au-dessus du niveau des hautes mer ;* de gros blocs détachés subsistent devant la falaise. Cette cuirasse s'est formée par imprégnation d'oxydes de fer d'un grès argileux et friable. L'ancien profil pédologique apparaît d'une façon particulièrement nette grâce à l'érosion actuelle du cap. De haut en bas de la falaise on peut distinguer :

1 - mince horizon humifère
2 - horizon lessivé, clair
3 - niveau brun-rouge
4 - niveau à concrétions noduleuses } horizon
5 - niveau durci, d'aspect tigré } d'accumulation
6 - cuirasse

Au Bald Cape apparaît un profil semblable, mais il n'est que partiellement dégagé par manque d'affouillement à la base. La cuirasse est encore visible au pied de la falaise se trouvant à 1 km de Saniang Point ; dans la partie supérieure de la coupe on remarque un niveau de nodules de grès ferrugineux, bien indurés, couverts de sable hétérométrique, rouge. Plus au Sud, entre Gunjur et Kartung (fig. 106), des blocs de cuirasse ferrugineuse de taille variable se sont accumulés par endroits sur la plage en une série de chaos. Les terrains plus tendres, qui surmontaient ce niveau induré, ont été complètement érodés. La cuirasse forme encore des récifs au large ; à l'arrière de l'estran, elle disparaît maintenant sous des dunes littorales semi-fixées. Les blocs des chaos, soumis au déferlement des vagues et au lavage constant par l'eau de mer, présentent une structure scoriacée : il ne reste que les parties les plus indurées par le fer.

On n'observe donc qu'un seul niveau de cuirasse ferrugineuse le long de la côte, aussi bien à l'embouchure du fleuve que dans les falaises au Sud-Ouest de son estuaire (fig. 93), alors que les coupes dans l'arrière-pays présentent généralement deux niveaux cuirassés. Comment expliquer cette différence ? Deux hypothèses peuvent être envisagées : il ne s'est formé qu'une cuirasse tout au long du Quaternaire ou bien la cuirasse supérieure a été érodée. Cette deuxième hypothèse nous paraît plus vraisemblable du fait que les falaises sont peu élevées, ne dépassant guère l'altitude de 10 m, alors que la cuirasse supérieure se situerait à une hauteur d'environ 20 m sur les plateaux de l'arrière-pays[2].

1. P. Michel, 1960 c, coupe p. 35.
2. Les cartes topographiques de la Gambie, que nous avons pu consulter, ne comportent pas d'altimétrie ; c'est pourquoi nous avons porté sur le croquis géomorphplogique (fig. 106) uniquement les points cotés pour le territoire sénégalais.



Plateau de grès du Continental terminal
Affleurement de cuirasse ferrugineuse
Cordons littoraux sableux
Slikke couverte de mangrove

Ligne de partage des eaux :
---- entre la Gambie et la Casamance
-·-·- avec les marigots côtiers
++++ Frontière du territoire gambien
37 . Point coté

Structure anticlinale dans les séries du Crétacé et de l'Éocène
⊕ B5 Sondage ou forage

FIG. 106. — Croquis géomorphologique et géologique de la région estuarienne de la Gambie.

2. MORPHOGENÈSE ET NÉOTECTONIQUE

Comment s'est créé ce relief de plateau ? La Gambie a entaillé la surface de remblaiement qui correspond au sommet du Continental terminal (fig. 81) couvert de la cuirasse formée à la fin du Pliocène. Mais *le creusement s'est fait par saccades, pendant les périodes plus sèches favorisant l'érosion mécanique.* Il s'arrêtait lorsque le climat redevenait humide. Comme ces grès du Continental terminal sont relativement perméables, les eaux de pluies s'infiltraient et constituaient en profondeur une importante nappe phréatique, en équilibre avec le niveau de l'entaille du fleuve[1]. *Les oxydes de fer, assez abondants dans ces formations gréseuses* (fig. 50), *ont été lessivés et se sont accumulés en cuirasses de nappes pendant les deux longues périodes humides.* L'enfoncement de la basse Gambie par étapes successives au cours du Quaternaire est encore attesté par les témoins de dépôts graveleux, cimentés en poudingue, qui se rattachent aux terrasses étagées du haut bassin[2].

Ces cuirasses formées à l'intérieur des grès se situent toujours au-dessus du niveau actuel de la mer, aussi bien à proximité de l'embouchure que dans les falaises au Sud-Ouest de l'estuaire. Leur position prouve bien que les transgressions marines du Quaternaire ancien et moyen coïncident avec certaines phases des périodes humides. Le cuirassement se serait achevé à la fin des transgressions ou tout au début des régressions puisque les bancs de cuirasse ou de grès ferrugineux plongent très légèrement sous le niveau de la mer dans certaines falaises. Les Bijol Islands, situées à 3 km au large du Bald Cape (fig. 106), sont des fragments de cet ancien horizon cuirassé.

Lors des régressions, la mer découvrait la plate-forme continentale, particulièrement large devant l'estuaire de la Gambie : l'isobathe 100 m se trouve à une distance de 80-90 km de l'embouchure du fleuve. Le plateau cuirassé a été entaillé au cours des régressions marines par les petits affluents en fonction du creusement linéaire de la Gambie. Pendant les transgressions, la mer grignotait les falaises. *Cette côte, formée de grès tendres très sensibles à l'érosion mécanique, est donc très peu propice à la conservation de plages anciennes indiquant de hauts niveaux marins.* Ainsi, depuis la formation de la cuirasse affleurant dans les falaises, le littoral a reculé d'au moins 3 km à la hauteur du Bald Cape. C'est pourquoi on n'y trouve que des témoins du maximum de la dernière transgression, datant de l'Holocène[3].

Les niveaux successifs de cuirasse ou de grès ferrugineux forment donc l'armature des plateaux que traverse la basse Gambie. Mais pourquoi n'ont-ils pas été dégagés en glacis étagés comme dans le haut bassin ? C'est surtout une question de lithologie. Les grès du Continental terminal sont peu sensibles à l'altération chimique. Aussi leur décomposition a-t-elle été très faible ou nulle en subsurface au cours des périodes humides, de sorte que l'érosion aréale par ruissellement diffus en période sèche a été très limitée ; d'ailleurs les eaux s'infiltraient aisément sur ces surfaces quasi horizontales.

Le modelé de plateaux abrupts enserrant la basse Gambie contraste avec la monotonie des terrains du Ferlo septentrional qui bordent la basse vallée du Sénégal. Comment expliquer cette différence de relief alors que les cours inférieurs des deux fleuves traversent les mêmes formations gréseuses du Continental terminal ? Ne proviendrait-elle pas de gauchissements tectoniques contraires, la Basse-Gambie étant soumise à un léger soulèvement local alors que s'affaissaient les régions où coule maintenant le Sénégal ?

Les recherches pétrolières ont, en effet, mis en évidence une *importante structure anticlinale*, orientée E-W, à proximité de l'entaille de la Gambie entre Bintang et Djibidione (fig. 106). Elle affecte les couches sédimentaires du Crétacé et de l'Éocène, mais il est probable qu'elle ait rejoué faiblement au cours du Quaternaire lors d'un mouvement épeirogénique[4].

1. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 c.
2. Cf. chap. I, B 1 c et 2 b.
3. Cf. 5e partie, chap. II, B 2 b.
4. Cf. P. MICHEL, 1960 c ; son importance est indiquée sur le croquis géomorphologique au 1/200 000 (pl. XIII).

Ainsi s'expliquerait mieux pourquoi la ligne de partage des eaux de la Casamance et de la Gambie se situe à proximité de ce fleuve (fig. 106), à une dizaine de kilomètres seulement de son estuaire entre Bintang et Bréfet[1]. Une *seconde dorsale*, orientée SE-NW, a été décelée à l'Ouest de Bathurst ; le littoral la recoupe maintenant (fig. 106). Elle a dû se soulever aussi à une époque relativement récente, puisque la cuirasse ferrugineuse présente des ondulations le long des falaises de Fajara et s'y trouve à un niveau plus élevé qu'au cap Salitor Point. *Ce bombement a dévié l'embouchure du fleuve vers le Nord–Nord-Ouest* (fig. 106). Il forme aussi la ligne de partage des eaux : les plateaux de Kunda et de Brikama, au Sud-Ouest de l'estuaire, sont drainés par des marigots côtiers ; le plus important est l'Allahein River que la frontière du territoire gambien longe jusqu'à l'océan (fig. 106).

Par contre la Basse-Casamance a connu une certaine subsidence (fig. 6). *Dans ce secteur littoral, l'action conjuguée de la tectonique et de l'érosion, d'abord fluviale puis marine, a permis le déblaiement d'une vaste dépression en forme d'entonnoir, que suit l'estuaire de la Casamance*[2]. De vieilles fractures ont probablement rejoué. Au Nord de l'estuaire, le plateau de grès du Continental terminal se termine au-dessus des vasières par un rebord rectiligne, orienté NW-SE, qui suggère l'existence d'une faille. Le plateau s'avance jusqu'à la côte au Sud de l'embouchure, mais il est très morcelé. Sa surface tabulaire semble avoir subi des gauchissements par le rejeu defailles, avant d'être disséquée au cours d'une régression marine[3]. D'autre part, il est possible qu'une faille de direction SW-NE limite la côte gambienne entre Bald Cape et les falaises de Fajara, au Sud-Ouest de l'embouchure du fleuve (fig. 106) ; elle serait donc orthogonale à la dorsale, déviant l'estuaire, et à la faille qui aurait abaissé le plateau dans la partie septentrionale de la Basse-Casamance.

Il apparaît aussi, d'après les travaux des géophysiciens, que la grande boucle de la Gambie près de Dankunku (fig. 105) et le coude décrit par la Casamance de Séfa à Sédhiou sont alignés sur la grande flexure[4] qui sépare le bassin sédimentaire en deux parties (fig. 6). Ainsi le tracé des principaux cours d'eau se serait fixé définitivement lors de ces déformations. Quand sont-elles intervenues ? Il est difficile de leur assigner un âge précis. Les gauchissements ont pu commencer dès le Quaternaire ancien, mais ils se sont produits surtout après la constitution du niveau cuirassé inférieur, maintenant soulevé dans les falaises de Fajara. Or cette cuirasse s'est formée pendant la longue période humide au cours de laquelle s'est produite la transgression de l'Aïoujien[5]. *Comme dans les régions traversées par le Sénégal inférieur, les principales déformations tectoniques coïncideraient donc avec le retrait de la mer aïoujienne.*

Au cours de cette importante régression la Gambie aurait entaillé profondément son lit alors qu'en amont le ruissellement diffus façonnait le bas glacis. Un sondage fait à Bathurst, dans l'estuaire du fleuve (fig. 106 B — 5) n'a touché le substrat de marnes éocènes qu'à une profondeur de – 70 m. Il est recouvert d'une série détritique, épaisse de 34 m, formée d'une alternance de dépôts de sable, de grès argileux et d'argile[6]. Celle-ci pourrait correspondre à des formations fluvio-deltaïques, d'après la description des faciès[7] ; les sédiments se seraient déposés au cours de la transgression inchirienne. Ainsi la Gambie aurait alluvionné au fur et à mesure que remontait le niveau marin, construisant un delta très épais mais beaucoup moins étendu que celui du Sénégal, puisque limité par les plateaux du Continental terminal. Ces dépôts meubles ont été aisément déblayés au cours d'un creusement ultérieur.

Au maximum de la *transgression inchirienne*, la mer ne s'est donc guère avancée sur

1. Rappelons que les mesures de profondeur de la nappe phréatique ont révélé l'existence de hauts niveaux statiques dans cette région ; cf. 1re partie, chap. II, B 2 c.
2. P. MICHEL, 1960 c ; cf. notamment le croquis géomorphologique au 1/200 000 (pl. 12).
3. Selon J. VIEILLEFON, *in* D. DÉMOULIN, C. DESCAMPS, L. HÉBRARD, P. MICHEL, J. VIEILLEFON, 1969.
4. Cf. 1re partie, chap. I C (introduction du paragr.).
5. Cf. paragr. A 2 a.
6. D'après la coupe établie par R. DÉGALLIER et J. MARCHAND ; cf. P. MICHEL, 1960 c, pl. 3. Ces deux géologues ont attribué, à titre d'hypothèse, ces sédiments au Continental terminal, mais il se situerait alors à un niveau nettement plus bas que dans le sondage voisin de Kunda (fig. 106 – B 1) où sa base se trouve à la cote – 31 m ; cf. P. MICHEL, 1960 c, pl. 2.
7. Nous n'avons pas pu voir les échantillons du sondage.

le continent en Basse-Gambie, mais elle a sûrement occupé les régions déprimées de la Basse-Casamance, formant un golfe analogue à celui du Delta du Sénégal. Certains lambeaux de terrasses marines sableuses, adossés aux plateaux gréseux du Continental terminal, pourraient être des restes du rivage inchirien[1]. Ils s'étagent par endroits en deux niveaux, notamment près d'Elinkine, à l'Ouest d'Oussouye ; la terrasse supérieure se situe à une altitude de 4-5 m, semble-t-il. Ailleurs le plateau domine directement les immenses vasières couvertes de mangrove. Les terrasses sableuses ont pu être érodées ou abaissées par subsidence depuis l'Inchirien.

Nous avons vu[2] que cette transgression, datée de 31 000 à 35 000 ans B.P. par le radiocarbone, coïncide avec une période humide, plus courte que les précédentes. Les nappes phréatiques, bien alimentées et en équilibre avec le haut niveau marin, se trouvaient alors probablement un peu au-dessus du niveau statique actuel. Les oxydes de fer migraient surtout par lessivage oblique à partir des cuirasses formées précédemment et se déposaient dans la zone de battement des nappes[3]. *Un nouveau cycle de cuirassement a commencé ainsi.* Les graviers de la basse terrasse sont cimentés en poudingue. Les épandages sableux du bas glacis sont imprégnés de fer à une profondeur de quelques mètres (fig. 101 d). *Mais l'induration reste faible, ne dépassant pas le stade de la carapace*[4] ; d'après des analyses d'échantillons prélevés en Casamance, les teneurs en Fe_2O_3 de ce niveau varient de 20 à 26 %, celles en SiO_2 étant d'environ 60 %. Les mécanismes de cuirassement furent, en effet, interrompus par la diminution de la pluviosité pendant le retrait de la mer inchirienne.

C. CONCLUSION : ESSAI DE CHRONOLOGIE RÉGIONALE

Les variations de climat au cours du Quaternaire ancien et moyen ont donc joué un rôle essentiel dans la morphogenèse à l'intérieur des bassins du Sénégal et de la Gambie. Elles ont abouti à la formation de trois glacis étagés, qui sont appelés haut, moyen et bas glacis. Les deux premiers sont couverts d'une cuirasse ferrugineuse et les roches de leur substrat ont été profondément altérées ; le bas glacis n'est pas cuirassé, sauf exception. Ces glacis se terminent en certains endroits par des lambeaux de terrasses dont le matériel de galets et graviers a été cimenté en poudingue par les oxydes de fer : ce sont les haute, moyenne et basse terrasses. Les restes d'industries préhistoriques recueillis *in situ* sont encore très rares. Des pièces de l'Acheuléen moyen ont été trouvées dans la cuirasse du moyen glacis et dans des dépôts graveleux de la moyenne terrasse. L'outillage de l'Acheuléen final et du Levalloisien est associé au bas glacis et à la basse terrasse.

Les recherches effectuées au cours de ces vingt dernières années dans d'autres régions de l'Afrique occidentale et centrale montrent la similitude des paysages à des distances de plusieurs milliers de kilomètres. Ce modelé de glacis étagés existe non seulement en zone tropicale, *sensu stricto*, mais même dans les régions subéquatoriales, comme le Sud-Ouest du Nigeria, le Sud du Ghana et de la Côte d'Ivoire. Les divers auteurs ont aussi distingué le plus souvent trois glacis, les plus anciens étant toujours cuirassés[5]. Ainsi les fluctuations climatiques ont probablement été synchrones et de même ampleur dans toute l'Afrique tropicale au Nord de l'équateur.

Les études dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie permettent d'examiner les relations

1. Je leur avais donné un âge « ouljien » lors de mes reconnaissances géomorphologiques de 1960 en Casamance (P. MICHEL, 1960 c).
2. Cf. paragr. A 3 c.
3. Cf. 2e partie, chap. II, A 1 a.
4. Rappelons que ce terme a été défini dans la 2e partie, chap. II, B 3.
5. Cf. chap. I, A 4.

entre les changements du milieu bioclimatique et les mouvements eustatiques. Ces oscillations du niveau marin au cours du Quaternaire interfèrent dans certains secteurs littoraux avec la néotectonique, ce qui complique évidemment le problème. Néanmoins certaines observations aident à l'élucider. Ainsi *la position des cuirasses ferrugineuses le long des côtes a une grande signification puisqu'elles se sont formées pendant les périodes humides.* A l'embouchure de la Gambie et dans les falaises au Sud-Ouest de l'estuaire, le sommet des cuirasses se situe toujours au-dessus du niveau actuel de l'océan ; or cette région littorale est restée stable dans l'ensemble. Une cuirasse ferrugineuse apparaît aussi dans les îles du Saloum (pl. I) au niveau de la mer[1], alors que ce secteur a probablement connu une certaine subsidence au cours du Quaternaire. Nous avons signalé[2] que les deux niveaux cuirassés du Quaternaire se trouvent très au-dessus de l'estran le long des falaises du massif de Ndiass.

Plus au Nord, les cuirasses ferrugineuses n'arrivent plus jusqu'à la côte actuelle, mais elles couvrent des bas plateaux principalement celui du Ferlo septentrional. Des calcaires lacustres existent par place dans cette région, ainsi que dans l'Aftout ech Chergui, au Nord de la basse vallée du Sénégal (pl. II). Ces dépôts, sédimentés lors de la deuxième grande période humide, se situent toujours au-dessus du niveau de la mer, bien que ces régions se soient affaissées depuis[3]. Par contre, les niveaux de galets et graviers, traversés par plusieurs puits dans le Brakna, se trouvent nettement sous le niveau de la mer. Ils correspondent vraisemblablement à d'anciennes alluvions du Sénégal, mises en place au cours d'une des périodes sèches. Le fleuve avait alors creusé son lit par érosion régressive en fonction d'un niveau marin plus bas que l'actuel.

Ainsi les transgressions marines coïncident avec certaines phases des longues périodes humides, alors que les régressions se sont produites au cours des périodes sèches[4]. Nos observations confirment donc, dans l'ensemble, la corrélation établie par J. TRICART[5] entre les niveaux élevés de la mer et les pluviaux à la bordure méridionale du Sahara. Les récentes recherches de P. ELOUARD, H. FAURE et L. HÉBRARD[6] dans les régions littorales de la Mauritanie aboutissent aux mêmes conclusions. Il semble qu'il se soit bien produit un « balancement climatique des marges sahariennes » selon l'hypothèse formulée clairement par L. BALOUT (1952, 1955), qui est fondée sur les études météorologiques de J. DUBIEF. L'interprétation de la théorie astronomique de M. MILANKOVITCH, faite par E. A. BERNARD (1962), abonde dans le même sens et insiste sur les relations avec les phases glaciaires et interglaciaires des hautes latitudes : les pluviaux de la zone intertropicale « correspondent aux interglaciations, les pluviaux extratropicaux à pluies cycloniques ainsi que les phases de désertification en régions intertropicales sont corrélatifs des glaciations » (p. 91).

Le climat était effectivement beaucoup plus humide que de nos jours dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie ainsi que dans tout le Sud-Ouest du Sahara pendant une partie au moins du dernier interglaciaire[7], alors que l'Afrique du Nord connaissait à cette époque une phase sèche[8]. *Cependant le raccord entre les variations climatiques en Afrique tropicale et la chronologie des glaciations d'Europe et des pluviaux d'Afrique du Nord présente de grandes difficultés.* On admet le plus souvent l'existence de cinq périodes glaciaires, parfois on en compte même six ; par contre, dans l'état actuel des recherches, l'Afrique occidentale et centrale n'auraient connu que deux périodes sèches, ou tout au plus trois, avant le début du Würm. Mais chacune d'elles correspond à une série de phases « d'aridification » plus ou moins fortes. De même les périodes humides, déduites des études géomorphologiques, sont formées d'une

1. Renseignement oral de D. DÉMOULIN et C. DESCAMPS.
2. Cf. paragr. A 2 a.
3. Cf. paragr. A 3 b et c.
4. J'ai déjà souligné ce point dans une communication au VI[e] Congrès panafricain de Préhistoire et de l'étude du Quaternaire, qui s'est tenu à Dakar en décembre 1967 ; cf. P. MICHEL, 1969.
5. J. TRICART, 1956, 1961 a ; cf. aussi J. DUBOIS, J. TRICART, 1954.
6. P. ELOUARD, H. FAURE, 1967 et P. ELOUARD, H. FAURE, L. HÉBRARD, 1969.
7. Comme le supposait déjà L. BALOUT, 1955.
8. Cf. notamment les travaux géomorphologiques de R. RAYNAL, 1961 ; R. COQUE, 1962 ; F. JOLY, 1962.

succession de pluviaux d'importance inégale, séparés par des intervalles à précipitations moins abondantes. C'est pourquoi certains pluviaux d'Afrique du Nord pourraient coïncider avec des phases relativement sèches des périodes humides tropicales.

Ces périodes humides ont été très longues. Chacune s'est probablement étendue sur plus de deux cent mille ans et a donc duré beaucoup plus longtemps qu'un interglaciaire. En outre, les périodes humides semblent avoir été plus longues que les périodes sèches dans les régions tropicales d'Afrique au Nord de l'équateur. Ainsi s'expliquerait l'importance des cuirassements successifs et surtout l'épaisseur des altérites, pouvant atteindre ou dépasser une dizaine de mètres sous les épandages des haut et moyen glacis dans le domaine sud-soudanien[1]. Quels pouvaient être les principaux caractères de ces périodes humides et sèches, s'il n'est pas trop aléatoire de tenter une reconstitution à partir du climat actuel ?

*Les **périodes sèches** se caractérisaient probablement par le passage de quelques lignes de grains orageux pendant l'été*[2]. Les pluies étaient donc rares et irrégulières, mais leur intensité pouvait être très forte. Un tel régime pluviométrique n'autorisait qu'une végétation très sporadique dans les endroits où se conservait un peu d'humidité dans le sol. *Les amplitudes thermiques annuelles et diurnes étaient sans doute beaucoup plus élevées que maintenant.* Les travaux de E. M. VAN ZINDEREN BAKKER (1967, 1969), basés surtout sur des études palynologiques, montrent que les températures s'abaissaient sur tout le continent africain pendant les glaciations dans les hautes latitudes de l'hémisphère boréal. Ainsi les périodes sèches ont connu des phases de rafraîchissement ou « hypothermales », qui coïncidaient avec des régressions marines. *La fragmentation des roches et l'érosion mécanique devaient être alors très fortes;* le gel a pu se produire dans les massifs les plus élevés du Fouta Djalon.

Le changement de climat, lié à des modifications des grands centres d'action de l'atmosphère, s'est sans doute aussi répercuté sur la circulation des eaux marines. *Le courant froid des Canaries était vraisemblablement déplacé vers le Sud;* la température de ses eaux a pu être abaissée encore par la fonte des icebergs d'inlandsis dans les parties septentrionales de l'Océan Atlantique. *Ce courant froid aurait baigné en permanence les côtes sénégalo-mauritaniennes pendant les régressions puisque la plate-forme continentale émergeait alors.* Il augmentait ainsi l'aridité du climat. Des ergs ont pu se former à cette époque dans les régions septentrionales du bassin du Sénégal ; il est probable que les cordons dunaires barraient le cours inférieur du fleuve. L'écoulement est redevenu exoréique grâce à une légère augmentation de la pluviosité, qui a permis également la fixation et l'oblitération des dunes.

*Pendant les **périodes humides**, la mousson se serait avancée loin vers le Nord, couvrant peut-être la majeure partie du Sahara.* Les pluies étaient donc plus abondantes et plus régulières dans la zone tropicale, *stricto sensu.* Tout le bassin-versant du Sénégal se trouvait alors dans le domaine soudanien[3] ; la majeure partie de ce vaste ensemble se situait dans le secteur sud-soudanien caractérisé par des hauteurs de pluies annuelles de 1 200 à 1 500 mm tombant en 7 à 8 mois. Les amplitudes thermiques annuelles et diurnes devaient être plus faibles que pendant les périodes sèches. La moyenne annuelle des températures était généralement élevée. Ainsi les phases « hyperthermales » se sont produites surtout pendant les périodes humides.

Ce balancement des climats a provoqué naturellement une grande migration des flores et des faunes[4]. La forêt sèche ou la savane arborée[5] s'étendaient lors des périodes humides largement vers le Nord, au moins jusqu'à la basse vallée du Sénégal. *Grâce à l'abondance des pluies et la permanence d'un tapis végétal continu, les roches se sont décomposées et les oxydes de fer se sont accumulés à faible profondeur surtout par lessivage oblique.* Mais l'altération laté-

1. Cf. la coupe du puits Pg 32 (fig. 52), implanté sur un moyen glacis à l'Ouest de la butte de Ouassa (fig. 85). Rappelons que d'après les travaux de N. LENEUF, 1959, 53 000 à 192 000 années seraient nécessaires pour décomposer intégralement un granite sur 1 m dans ce milieu tropical à saison sèche marquée.
2. Cf. 1re partie, chap. II, A 1 et 3 b.
3. Cf. 1re partie, chap. II D.
4. E. M. VAN ZINDEREN BAKKER, 1967.
5. Cf. 1re partie, chap. II, C 1 b.

ritique ne s'est produite que dans les régions les plus méridionales, comme de nos jours[1] ; partout ailleurs l'altération et le cuirassement étaient de type ferrugineux. *Pendant les transgressions, les eaux chaudes guinéennes se sont déplacées vers le Nord, faisant disparaître la zone d'upwelling du littoral sénégalo-mauritanien.* Les études en cours de J. C. FONTES[2], concernant les rapports isotopiques de l'oxygène, indiquent déjà une élévation des températures de quelques degrés pendant l'Inchirien dans les lagunes le long de la côte mauritanienne ; la présence de madréporaires atteste le réchauffement des eaux à cette époque.

Nous essayons de placer l'évolution morphoclimatique dans un cadre chronologique sur la **figure 107.** ***Ce schéma est évidemment provisoire*** *et sera précisé ou modifié par les recherches à venir.* Notons que le trait figurant le climat actuel sur la courbe des variations climatiques correspond à une situation « moyenne » représentée par l'isohyète annuelle de 1 000 mm (fig. 10). Dans les régions tropicales humides des hauts bassins, les pluies n'étaient probablement pas beaucoup plus abondantes que maintenant au cours des périodes humides, alors qu'elles augmentaient considérablement dans les parties septentrionales du bassin du Sénégal, situées dans la zone nord-sahélienne. Inversement la progression vers la sécheresse, par rapport au climat actuel, était plus marquée dans les régions méridionales bien arrosées.

Le *volcanisme des Mamelles* dans la presqu'île du Cap-Vert constitue un repère chronologique et stratigraphique important. Il a été daté récemment d'environ *un million d'années*[3] ; ses coulées de basanite et de dolérite recouvrent la cuirasse d'un très haut glacis qui s'est donc formé au cours du Villafranchien. Des témoins d'un très haut glacis subsistent peut-être dans certaines régions des bassins du Sénégal et de la Gambie, mais les études faites jusqu'à présent n'ont pas permis de le distinguer du haut glacis qui constitue un niveau bien défini.

La formation du ***haut glacis*** *aurait commencé au cours des éruptions ou tout de suite après ce volcanisme. La courbe climatique montre que la sécheresse s'est installée progressivement.* La surface fini-pliocène a d'abord été entaillée et disséquée par le creusement linéaire des cours d'eau[4]. L'écoulement est devenu de plus en plus intermittent par suite de la diminution des pluies. L'érosion aréale par ruissellement diffus a alors façonné de vastes glacis. Le Sénégal, la Gambie et leurs principaux affluents déposaient des galets et graviers formant la nappe alluviale de la haute terrasse. Le passage du subaride à l'humide semble avoir été beaucoup plus rapide (fig. 107). Le haut glacis n'a pas été entaillé à cette époque ; par contre, des épandages l'ont couvert de matériel détritique. *Cette période sèche se serait achevée vers 780 000 ans.*

Les roches saines recoupées par le haut glacis ont été profondément décomposées pendant la longue période humide, qui aurait duré jusque vers 530 000 ans[5]. Les oxydes de fer s'accumulaient peu à peu à cause de la faible pente du glacis. Ils ont ainsi induré le matériel des épandages ou des altérites dans la zone de battement de la nappe phréatique[6]. *Le cuirassement semble s'être produit surtout dans la deuxième moitié de la période humide* (fig. 107), lorsque la longueur de la saison annuelle des pluies diminuait progressivement. Les galets de la haute terrasse ont été cimentés en poudingue. On n'a pas trouvé jusqu'à présent d'objets préhistoriques associés à la haute terrasse ou au haut glacis dans les bassins du Sénégal et de la Gambie ; mais J. HERVIEU (1969) a découvert des galets aménagés d'une Pebble-Culture sur l'escarpement d'une haute terrasse près de Kontcha dans le Nord-Cameroun. Les épandages sur le glacis polygénique du Ferlo septentrional ont été cimentés en une cuirasse secondaire, de texture conglomératique ou gravillonnaire. *La* ***transgression du Tafaritien*** *se serait produite vers la fin de cette période humide, formant un vaste golfe dans le Sud-Ouest de la Mauritanie* (fig. 5).

Le ***moyen glacis*** *s'est formé par entaille du haut glacis au cours de la longue période*

1. Cf. 2e partie, chap. I, B 2.
2. *In* J. C. FONTES, P. ELOUARD, H. FAURE, 1967.
3. Cf. chap. I, B 1 a.
4. Cf. chap. I, A 3.
5. D'après E. A. BERNARD, 1962 (tableau 3 et fig. 5) la zone tropicale de l'Afrique au Nord de l'équateur aurait connu de 785 000 à 530 000 ans une succession de cinq displuviaux et seulement deux aridifications très faibles.
6. Cf. chap. I, A 1 b et 2 a.

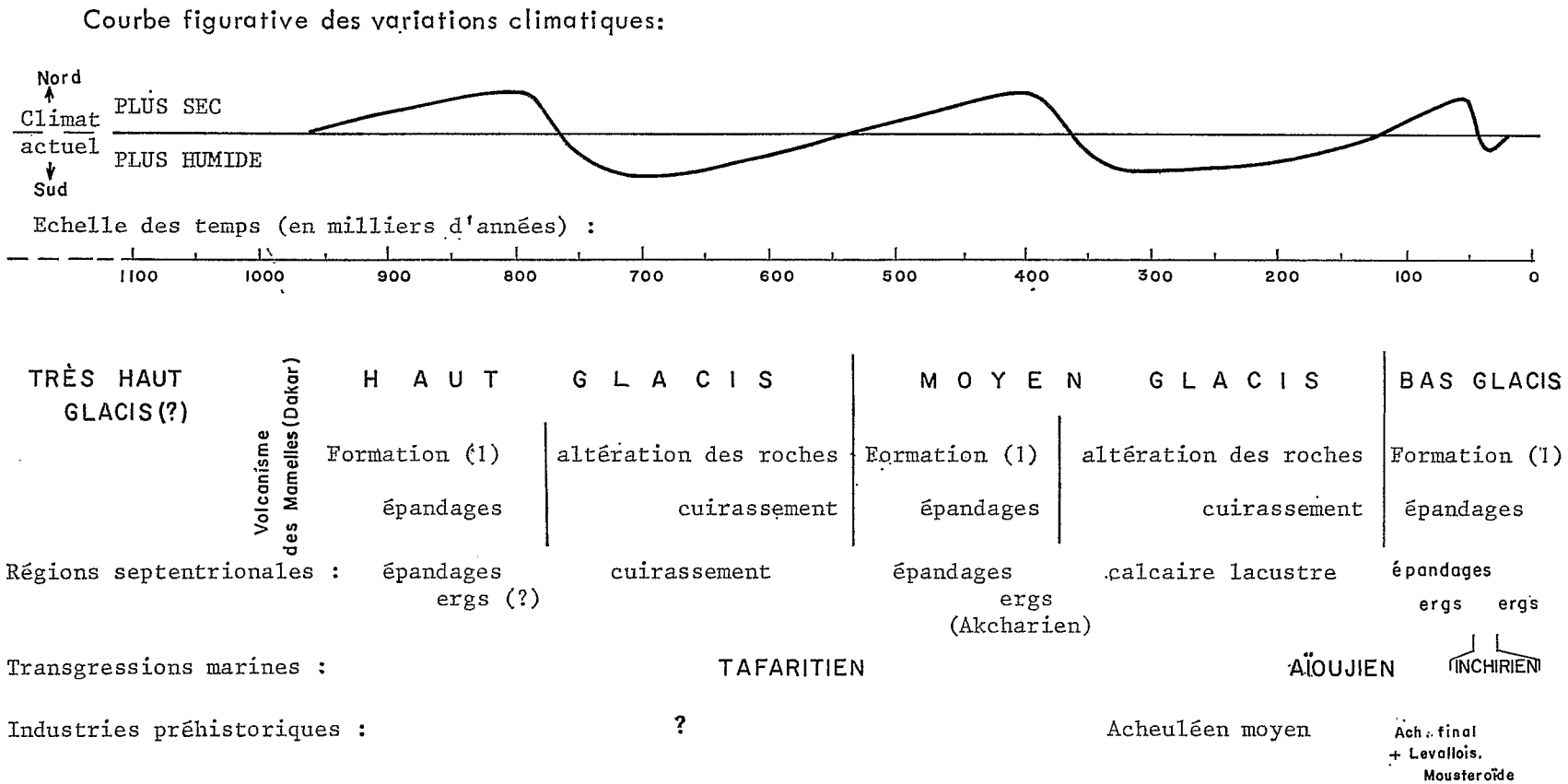


FIG. 107. — Schéma morphoclimatique et hypothèse chronologique du Quaternaire ancien et moyen dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie (latitude : 10°30′ à 17°30′ Nord).

sèche qui se serait terminée vers 380 000 ans (fig. 107). L'évolution morphoclimatique a été la même que pendant la première période sèche. Le creusement des deux fleuves a pu être stimulé par l'abaissement progressif du niveau de la mer au cours de la régression succédant au Tafaritien. Cette phase d'entaille linéaire s'est achevée par le dépôt des alluvions graveleuses de la moyenne terrasse. Lors du maximum d'aridité, les alizés continentaux auraient édifié des ergs dans les régions les plus septentrionales du bassin du Sénégal.

La deuxième grande période humide se serait prolongée jusque vers 110 000 ans[1]. *L'altération* s'est exercée sur le substrat rocheux du moyen glacis, puis la concentration des oxydes de fer a engendré son *cuirassement* et la cimentation des galets de la moyenne terrasse. *De nombreux lacs existaient alors dans la zone sahélienne que traverse le cours inférieur du Sénégal.* Ces lacs étaient alimentés par les crues du fleuve ou bien ils correspondaient à des émergences de la nappe phréatique, beaucoup plus élevée qu'actuellement[2]. Les eaux circulant dans les couches de calcaires et de marnes de l'Éocène inférieur et moyen étaient très chargées en bicarbonate de calcium. Ainsi se sont déposés des *calcaires lacustres* dans le Ferlo septentrional, le Brakna et dans le grand couloir de l'Aftout ech Chergui. De vastes lacs se seraient alors étendus dans le Sud-Ouest du Sahara, notamment dans la Majâbat al-Koubrâ, couverte maintenant de grands ergs[3].

La forte humidité n'est probablement pas restée constante au cours de cette période, longue de presque 200 000 ans. Des fluctuations mineures ont dû se produire, mais elles sont difficiles à déceler par les études géomorphologiques. Il est possible qu'une phase relativement sèche coïncidât avec l'englaciation du Riss dans les hautes latitudes[4]. Ainsi pourrait s'expliquer la subdivision du moyen glacis en deux niveaux, que l'on observe par endroits dans les régions de la Falémé et de la moyenne Gambie[5]. La surface primitive du glacis aurait été légèrement entaillée au cours de la phase sèche. Les débris de cuirasse, étalés par les épandages sur le niveau inférieur, se seraient ensuite recimentés par les apports d'oxydes de fer pendant la deuxième partie de la période humide.

La découverte de pièces de l'*Acheuléen moyen* en plusieurs endroits dans la cuirasse du moyen glacis et dans les dépôts graveleux de la moyenne terrasse atteste la présence de l'homme au cours de cette période humide (fig. 107). *Mais le peuplement semble être resté sporadique dans les pays drainés par le Sénégal et la Gambie.* Il était en tout cas beaucoup moins dense que sur les plateaux gréseux de l'Adrar mauritanien, où des bifaces et des hachereaux de l'Acheuléen s'éparpillent sur des regs et ont pu être recueillis *in situ* en de nombreux endroits[6]. Deux facteurs naturels ont certainement joué un grand rôle dans la répartition de ce peuplement humain. D'une part la forêt couvrait alors la majeure partie des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie et entravait l'installation de l'homme ; il préférait les plateaux rocailleux de l'Adrar qui portaient probablement une savane arbustive ou arborée à cette époque. D'autre part, comme l'a déjà noté Th. Monod (1963 b), la présence de grands lacs et de marais dans les régions basses limitait aussi l'occupation humaine.

*La **transgression de l'Aïoujien** se situerait vers la fin de cette longue période humide.* A titre d'hypothèse, en se basant sur les altitudes des dépôts et sur la succession des plages anciennes, on peut considérer ce haut niveau marin comme équivalent de l'Harounien du Maroc, daté de 145 000 à 125 000 ans B.P.[7]. L'âge réel de l'Aïoujien ne pourra être connu que grâce à des datations par l'uranium ou par une autre méthode adéquate.

Le moyen glacis a été entaillé au début de la nouvelle période sèche. Le creusement se serait

1. Selon les séquences des pluviaux établies par E. A. Bernard, 1962.
2. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 c.
3. Th. Monod, 1958.
4. E. A. Bernard, 1962, situe à cette époque une aridification séparant deux séquences humides, formées chacune de trois displuviaux.
5. Cf. chap. I, B 1 b.
6. Cf. les études de Th. Monod, 1962, R. Mauny, 1955, 1962, et surtout les travaux plus récents de P. Biberson, 1964, 1965 a et b, 1969.
7. Par C. E. Stearns et D. L. Thuber ; cf. paragr. A 2 b.

manifesté surtout au cours d'une régression marine. *D'importantes déformations tectoniques se seraient produites aussi à cette époque dans la partie nord-ouest du bassin du Sénégal;* elles ont dévié le cours inférieur du fleuve qui se dirige maintenant vers l'Ouest en aval de Bogué[1]. Les rivières ont déposé la nappe graveleuse de la basse terrasse, alimentée en partie par remaniement du matériel des terrasses plus anciennes. *Peu à peu l'écoulement est devenu diffus et a façonné la surface plane du* ***bas glacis*** (fig. 107). Des épandages de graviers ont couvert par endroits les calcaires lacustres. Les actions éoliennes se développèrent avec la progression de l'aridité. *Un grand erg couvrit alors le bas plateau du Ferlo septentrional* et s'étendit probablement aussi sur le Cayor. Il est possible que ses dunes longitudinales aient barré un certain temps la basse vallée du Sénégal.

Le climat semble être redevenu plus humide à la bordure méridionale du Sahara vers 40 000 ans[2] *pendant une dizaine de milliers d'années* (fig. 107). Il s'agit donc d'une fluctuation mineure à l'échelle du Quaternaire, que nous appelons un pluvial. Les dunes de l'ancien erg du Ferlo septentrional s'aplatirent et des sols bien évolués se formèrent dans son matériel sableux. Les oxydes de fer commencèrent à s'accumuler sous la surface du bas glacis à une profondeur de quelques mètres dans les régions les plus arrosées des hauts bassins et en Basse-Gambie[3]. Mais le glacis lui-même n'a pas été cuirassé. Les pièces moustéroïdes, trouvées aux abords de la basse vallée du Sénégal et près des rives du lac de Guier, semblent appartenir à une industrie du Paléolithique moyen qui se serait propagée au Sud-Ouest du Sahara pendant cette phase humide. *Ce pluvial coïnciderait avec la* ***transgression de l'Inchirien****, dont les échantillons de beach-rocks ont été datés de 31 000 à 35 000 ans B.P. par le radiocarbone*[4]. Leur position dans le sondage de Mouit près de l'embouchure du Sénégal montre que la subsidence continuait alors dans la région du Delta.

Ainsi la chronologie de l'évolution morphoclimatique pendant le Quaternaire ancien et moyen dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, et plus généralement dans les régions tropicales de l'Afrique, présente encore énormément d'incertitudes et reste conjecturale tant que nous ne disposerons pas de nouveaux éléments (âges absolus, analyses palynologiques, etc.). C'est pourquoi nous avons étudié dans le même chapitre les trois glacis et terrasses étagés, sans tenir compte de facteurs chronologiques. Ce système de glacis souvent cuirassés constitue, en effet, une grande unité géomorphologique, présente dans toute l'Afrique tropicale. *Nous faisons commencer le Quaternaire récent avec l'entaille du bas glacis et de la basse terrasse.* La stratigraphie fine, complétée par des études de palynologie et de pédologie, permet d'établir pour cette période une échelle chronologique beaucoup plus détaillée. En outre, les datations absolues au radiocarbone, beaucoup plus nombreuses et plus sûres, « autorisent les corrélations à grande distance et le parallélisme direct avec les événements connus sous des latitudes plus septentrionales »[5].

1. Cf. paragr. A 3 c.
2. C'est à cette époque que commence un épisode lacustre dans la cuvette du Tchad ; cf. M. SERVANT *et al.*, 1969.
3. Cf. paragr. B.
4. Quelques analyses n'ont donné que des âges limites, avant 37 500 ou 39 000 ans B.P. ; cf. paragr. A 1 c et 2 a.
5. H. FAURE, *in* H. ALIMEN *et al.*, 1969, p. 207.

Cinquième Partie

LES ÉPISODES MORPHOGÉNÉTIQUES DU QUATERNAIRE RÉCENT

Les dernières phases de l'évolution ont donné au relief son visage actuel. Elles sont marquées par les importantes modifications bioclimatiques qu'a connues cette période correspondant à la seconde moitié du Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Le climat est devenu d'abord aride, ensuite nettement plus humide que de nos jours (fig. 108). En outre, le niveau marin a sensiblement varié. Cette période correspond à une importante régression, suivie d'une transgression ; la mer semble avoir atteint, lors du maximum de la transgression, une cote légèrement supérieure au niveau actuel (fig. 108). Or, les pentes des profils en long du Sénégal en aval de Bakel et du cours inférieur de la Gambie étant extrêmement faibles, de l'ordre de 0,02 °/₀₀ (fig. 24), les variations du niveau marin ont pu se répercuter jusque dans les hauts bassins des fleuves. *C'est l'interférence de ces changements climatiques et eustatiques qui a engendré une succession de phases d'érosion et de dépôts.*

L'érosion se manifeste avant tout par des creusements linéaires. Les dépôts sont par contre très variés, à la fois par leur nature et leur origine : sables et vases marines, alluvions composées de galets, sables fins, limons et argiles, épandages fins de ruissellement, éboulis de pente, sables des ergs morts et limons éoliens. En général des dépôts différents ont été mis en place à la même époque. Si dans les hauts bassins la morphogenèse du Quaternaire récent se limite au creusement, puis au remplissage des lits majeurs du réseau hydrographique et à de légères retouches du modelé des interfluves, elle apparaît nettement dans le paysage des régions traversées par le cours inférieur du Sénégal et dans toute la zone littorale. Un ancien erg de dunes longitudinales s'étend de part et d'autre de la vallée et s'avance jusqu'à proximité de l'océan (fig. 118). Sa présence prouve qu'un climat saharien régnait à une époque récente sur toute la partie septentrionale du bassin-versant.

Chapitre Premier

Les héritages de la grande phase sèche

La formation de cet erg correspond au maximum d'aridité de la courbe climatique. Le sable des dunes a été coloré ultérieurement par rubéfaction sur une épaisseur de quelques mètres : c'est pourquoi ces dunes sont appelées communément « dunes rouges »[1]. Elles ont complètement barré la vallée inférieure du Sénégal et celles de ses derniers affluents. Ces cours d'eau, très affaiblis par la sécheresse, ont alors abandonné leur charge en amont des barrages dunaires. Ce matériel fin, mal trié, forme la terrasse du premier remblai. Par ailleurs la discontinuité ou l'absence de couvert végétal ont favorisé la fragmentation mécanique des roches ; des éboulis couvrent alors les versants des plateaux gréseux et doléritiques des hauts bassins. L'action éolienne s'y est manifestée aussi par le dépôt de limons sur des hauts plateaux latéritiques et sur certains glacis cuirassés.

Mais auparavant le Sénégal, la Gambie et leurs affluents ont creusé profondément leur lit dans la roche saine. Une nappe alluviale de galets et de graviers tapisse le fond de ces anciens lits.

A. LE DÉPÔT DES GRAVIERS SOUS BERGE

Le creusement du réseau hydrographique correspond à une importante régression marine (fig. 108). L'érosion linéaire était alors très active. Elle suppose un régime hydrologique différent de l'actuel, caractérisé par des crues très violentes qui n'étaient peut-être que de courte durée. En somme un régime d'oued avec des débits de pointe de crue très élevés. N'est-il pas lié à l'existence d'un *climat très irrégulier, de tendance subaride?* Des précipitations importantes en quelques heures étaient séparées par plusieurs mois consécutifs sans pluie[2]. La végétation, adaptée à de longues périodes de sécheresse, devait être très clairsemée, favorisant la désagrégation mécanique des roches, le transport des débris, la concentration des eaux de ruissellement et l'érosion linéaire des cours d'eau.

1. J. Tricart a repris cette expression dans ses travaux sur le Delta du Sénégal : 1955 a, 1956 b, 1961 a, et J. Tricart, M. Brochu, 1955.
2. Le régime pluviométrique devait ressembler à celui que connaît actuellement le Nord-Est du Brésil où il peut tomber en un an 800 mm, contre seulement 10 mm l'année suivante.

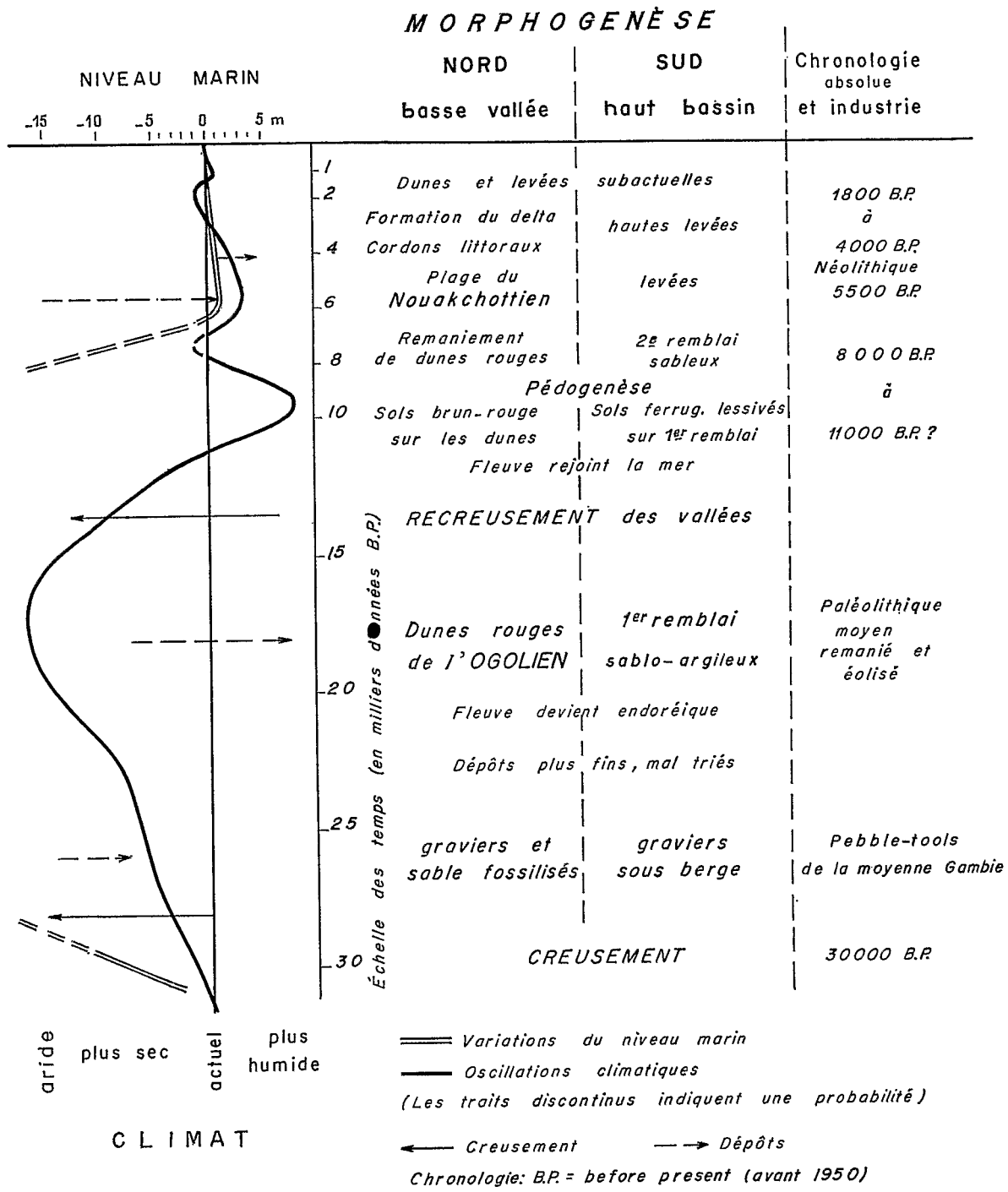


FIG. 108. — L'évolution géomorphologique dans le bassin du fleuve Sénégal au Quaternaire récent selon les fluctuations du climat et du niveau de la mer.

1. ENTAILLE ET ALLUVIONNEMENT

Le long de son ***cours inférieur****, le Sénégal a entaillé progressivement son lit dans le soubassement rocheux, grès du Continental terminal ou calcaires et argiles de l'Éocène ou du Paléocène.* A Bogué un sondage l'a atteint vers la cote – 19 m, alors que deux autres sondages légèrement plus profonds ne l'ont pas touché (fig. 115). Plus à l'aval, près de Richard-Toll, les coupes d'une série de sondages disposés sur un profil en travers du lit mineur du fleuve montrent que son toit se situe entre – 22 et – 28 m (fig. 109). Mais le sondage à 5 km au Sud de Rosso n'a atteint les calcaires de l'Éocène inférieur qu'à – 38 m. Le creusement s'est sans doute accentué vers l'aval, mais il n'existe aucun sondage profond dans la partie occidentale du Delta selon l'axe de la vallée inférieure du fleuve[1].

Le réseau hydrographique du Ferlo, dont témoignent les vallées mortes, fonctionnait à cette époque. Après la jonction de ses diverses branches aux alentours de Linguère, la rivière a creusé dans les formations éocènes la vallée du Bounoum et le sillon du lac de Guier, rattrapant le cours inférieur du Sénégal. Son tracé très coudé et son brusque changement de direction à Keur Momar Sarr (pl. I) méritent une explication. *Les failles du gradin de la bordure orientale du Delta* (fig. 102) *ont sans doute rejoué légèrement au début de cette régression marine,* en même temps que se poursuivait une certaine subsidence dans la région littorale du Delta[2]. La rivière du Ferlo a suivi ce réseau de fractures, coulant vers le Nord–Nord-Est. Ainsi s'explique la forme curieuse du lac de Guier, avec ses rentrants et ses saillants et l'orientation générale SSW-NNE de ses rivages (feuille Dagana).

En amont du coude de Keur Momar Sarr, la vallée du Bounoum semble être alignée sur un gradin de failles orthogonales par rapport aux premières, donc de direction ESE-WNW, qui auraient rejoué à la même époque. La vallée s'étire selon cette direction de Mbéyène à Boslabal, puis tourne par un angle presque droit vers le Sud-Ouest pour reprendre ensuite l'ancienne direction après Diatbé Niadé. Ces failles orthogonales se situeraient sur le flanc sud-ouest du bombement anticlinal du lac de Guier, qui s'infléchit vers le Sud-Est, en direction de Yang Yang[3].

A la bordure orientale du Delta, entre le lac de Guier et la cuvette du Ndiael, les épandages ferrugineux du glacis polygénique sont entaillés par deux anciens talwegs qui semblent passer sous les cordons de « dunes rouges » bordant le lac (fig. 102). *L'excavation de la cuvette du lac Rkiz date aussi de cette phase de creusement.* Les calcaires lacustres tendres de l'extrémité sud-ouest de l'Aftout ech Chergui ont été déblayés, puis les ravins ont entaillé leur substrat gréseux[4].

Dans les régions méridionales le réseau du Sine et du Saloum (fig. 93) était probablement fonctionnel, tout comme celui du Ferlo. *La Gambie inférieure et la Casamance ont aussi creusé profondément leur lit. Celui de la Gambie se situait alors vers la cote – 36 m à son embouchure actuelle, d'après la coupe du sondage du Bathurst.* Au cours de cette période plus sèche, la végétation moins fournie permettait une plus grande concentration des eaux de ruissellement. C'est pourquoi tout un chevelu hydrographique a disséqué le plateau de grès du Continental terminal en Basse-Casamance[5].

Ce creusement linéaire s'est manifesté aussi dans les ***hauts bassins*** *du Sénégal et de la Gambie.* Il a atteint le Fouta Djalon, remontant jusqu'aux branches supérieures des deux fleuves. Le trait essentiel est la multiplication des entailles sur les terrains imperméables, la formation d'un chevelu hydrographique hiérarchisé, alors qu'auparavant prédominaient

1. Celui de Toundou Besset se situe plus au Sud, sur le bord de l'ancienne vallée.
2. Cf. 4e partie, chap. II, A 1 c, d et 3 c.
3. D'après les études encore en cours de J. TRÉNOUS (renseignement oral) ; ce géologue effectue le levé de la carte géologique au 1/200 000, feuille Linguère.
4. Il s'agit peut-être des grès du Maestrichtien ; cf. P. ELOUARD, 1959.
5. P. MICHEL, 1960 c.

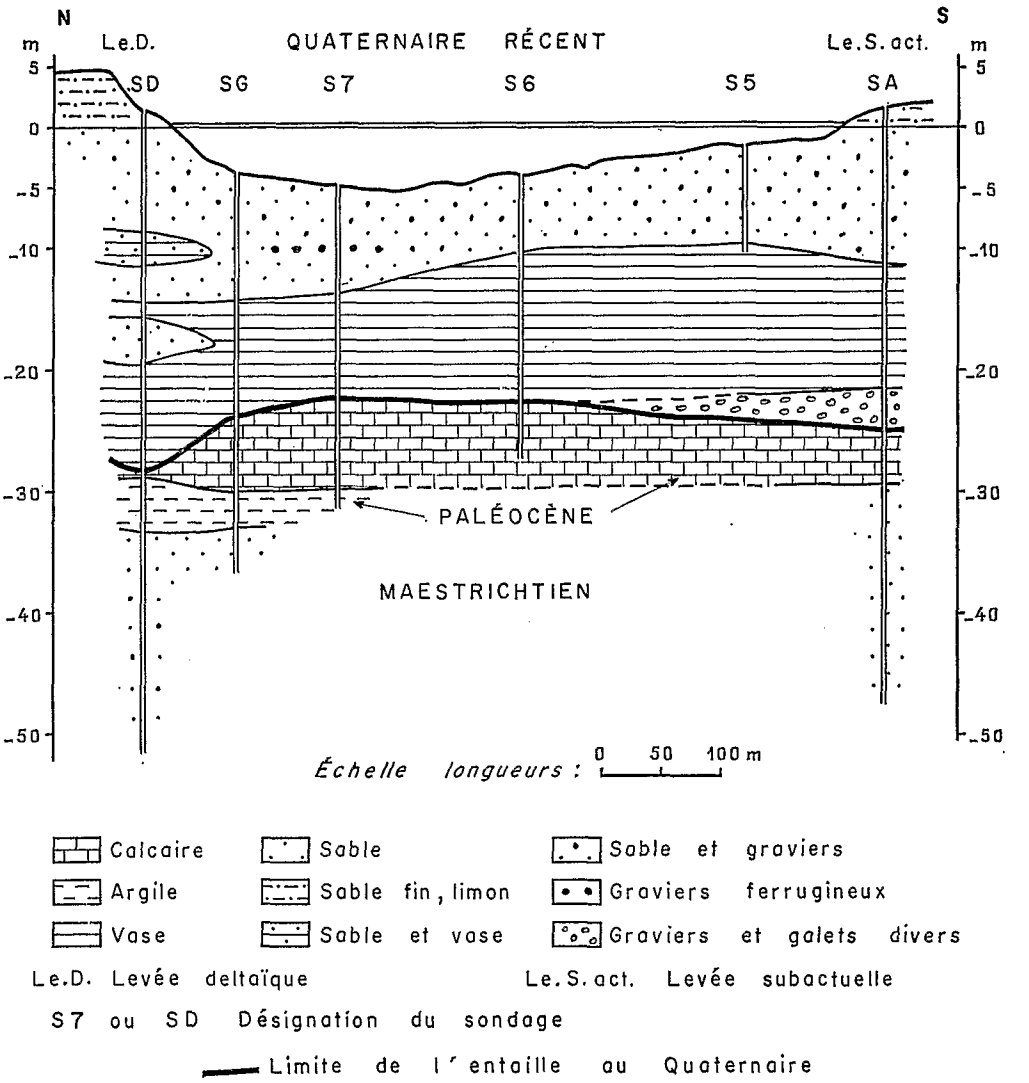


FIG. 109. — Coupe géologique du lit mineur du Sénégal près de Richard-Toll (à 3,5 km en amont de l'exale). Interprétation des sondages par R. DÉGALLIER et P. MICHEL.

l'écoulement en nappe et l'érosion aréale[1]. Leur lit traverse les matériaux d'altération et pénètre dans la roche saine.

Au cours de cette phase de creusement les rivières ont repris des dépôts de galets des terrasses anciennes et arraché des fragments de roche au fond du lit. Leur charge était donc élevée. Des engorgements se sont produits par place, notamment à l'arrière des seuils rocheux. Le matériel, essentiellement grossier, s'est déposé peu à peu, formant une ***nouvelle nappe alluviale qui affleure maintenant aux basses eaux*** *sous une épaisseur variable de dépôts détritiques beaucoup plus fins* (fig. 110). *Ce sont les* ***« graviers sous berge »***[2]. *Ils ont été très souvent consolidés en poudingue par les oxydes de fer, mais leur ciment est moins dur que celui des terrasses anciennes dominant la vallée.* Par endroits de petits lambeaux de ce poudingue pointent en îlots au milieu du lit actuel ou remplissent les marmites de certains seuils. Le dépôt présente

1. Cf. 4e partie, chap. I, A 3.
2. C'est un terme de prospection alluvionnaire, repris par J. VOGT.

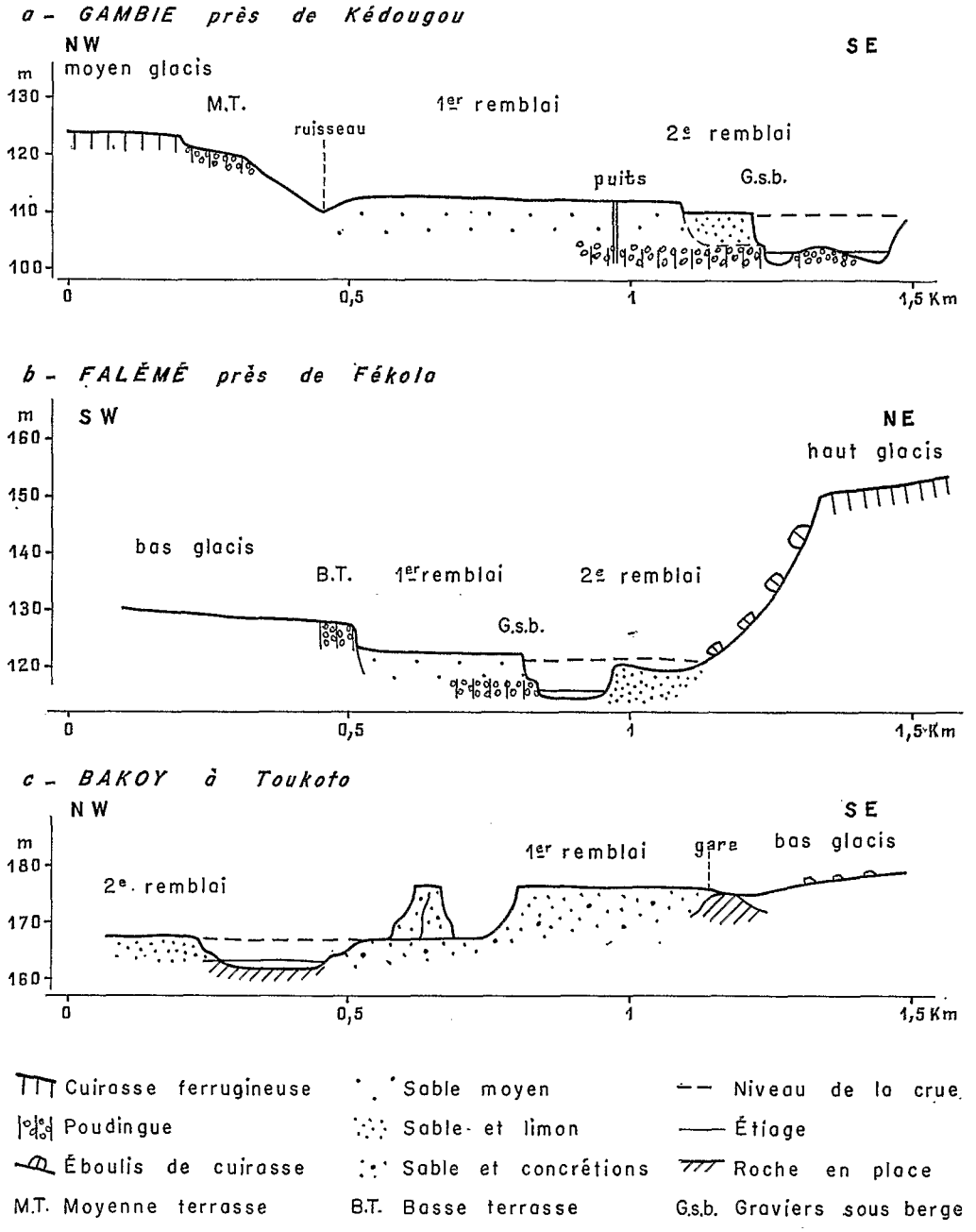


FIG. 110. — Coupes des vallées de la Gambie, de la Falémé et du Bakoy.
Les dépôts alluviaux du Quaternaire en contrebas des glacis et terrasses graveleuses.

parfois une disposition en lentilles, avec intercalation de lentilles de sable. Cette stratification semble indiquer une mise en place dans un milieu à forte turbulence. Les niveaux graveleux faiblement consolidés sont exploités localement par les orpailleurs pendant les basses eaux.

Sur quelles rivières apparaissent les graviers sous berge ? Ils jalonnent surtout les cours de la Gambie, de la Falémé et de leurs nombreux affluents. Mais, tout comme les restes des terrasses anciennes, leurs affleurements sont beaucoup plus rares le long du Bafing et du Bakoy. Les *indices d'émoussé*, mesurés sur des galets de grès infracambriens et de quartz

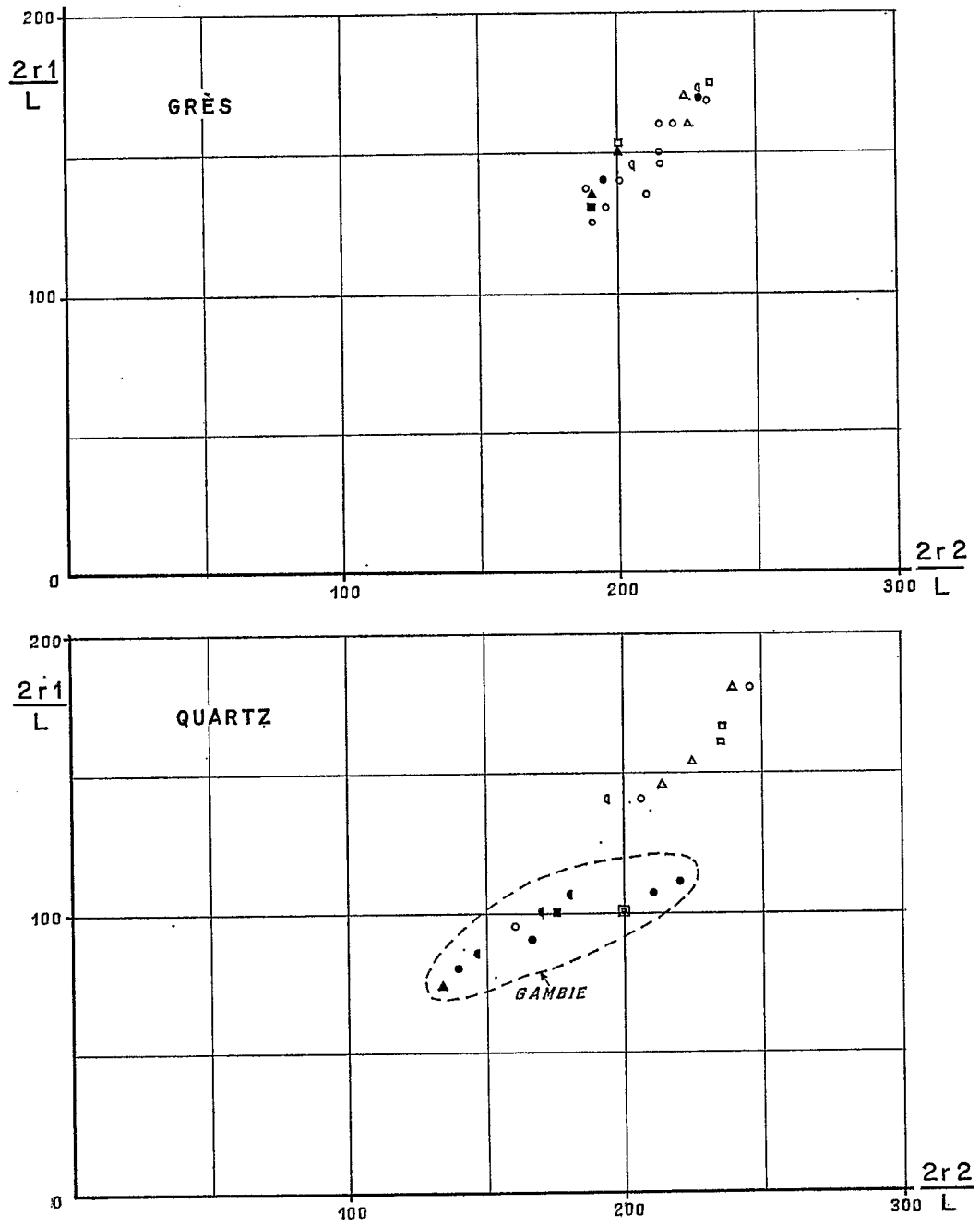


FIG. 111. — Nappes alluviales de galets de la Falémé et de la moyenne Gambie. Médianes des indices d'émoussé du 1er et du 2e ordre.

birrimiens, sont identiques à ceux du matériel des terrasses (fig. 111), puisque ces alluvions graveleuses ont été mises en place dans les mêmes conditions morphoclimatiques et contiennent des éléments remaniés des nappes anciennes.

2. BASSIN DE LA GAMBIE

a. Dépôts du fleuve

On peut suivre cette nappe alluviale depuis *ses branches supérieures, installées au cœur du Fouta Djalon,* jusqu'à son cours inférieur en aval du pont de la piste Tambacounda-Koundara. Dans les lits de la haute Gambie et de la Silamé, son principal affluent, les graviers sous berge sont visibles aux passages des pistes Nianou-Tougé et Nianou-Salambandé (pl. III) sur une hauteur de 1,50 m[1]. Les éléments sont, dans l'ensemble, subémoussés et leur longueur peut atteindre 15 cm. Les grès quartzeux blancs prédominent ; puis viennent les débris de cuirasse et les galets de quartzites rouges[2]. Le dépôt est cimenté en poudingue qui forme saillie au niveau de l'étiage. Les graviers sous berge jalonnent ensuite le cours de la Gambie dans les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon[3]. Ils apparaissent surtout dans les biefs entre les rapides, lorsque le fleuve trace de grandes boucles recoupant son ancien lit (pl. IV).

La présence de cette nappe alluviale dans la ***région de Kédougou*** a été signalée par M. Nicklès en 1935, qui note, dans son « étude des grandes lignes géologiques des bassins de la Falémé et de la Gambie », qu'un conglomérat ferrugineux aux éléments bien roulés est visible par place le long de ce dernier cours d'eau. Les recherches récentes dans le cadre de la prospection de diamant ont permis de préciser l'importance et l'extension de ces graviers sous berge. A la sortie des derniers contreforts du Fouta Djalon, à la hauteur de *Yamoussa,* la Gambie a construit un vaste cône alluvial. La nappe de galets, généralement de gros calibre et cimentés par des oxydes de fer, repose sur des granites sains[4] ; elle est entaillée par le lit actuel, hérissé de chicots de granites et encombré de galets remaniés. Plus en aval, à *Étato,* le dépôt des graviers sous berge, visible sur une distance d'environ 150 m, atteint une épaisseur de 4,50 m. Il recouvre les schistes et grauwackes birrimiens qui forment un haut-fond à l'aval[5].

Cette nappe alluviale est encore très étendue dans les environs immédiats de Kédougou[6]. Juste en aval du méandre, elle affleure sur une distance de plus d'un kilomètre (fig. 96), à la base de la berge sous un épais recouvrement de sable et de limon. Un puits, traversant ces dépôts fins à 250 m de la rive, a atteint la nappe de galets à 10 m de profondeur (fig. 110 a). Ce niveau de poudingue, épais de 2 à 3 m, subsiste encore en îlots au milieu du lit mineur. Près de *Samékouta,* à 10 km en aval, les graviers sous berge apparaissent de part et d'autre du radier de la chaussée submersible (fig. 96) ; ils présentent à cet endroit une belle stratification entrecroisée avec intercalation de lentilles de sable. La composition pétrographique de la nappe, caractérisée par la prédominance des grès quartzites (tableau 26), est la même que celle des terrasses anciennes, ce qui montre l'importance des remaniements de matériel au cours de l'entaille.

Ces importants dépôts de galets contiennent quelques pièces préhistoriques. R. Mauny (1963) a récolté des *pebble-tools* ou « galets aménagés » dans les environs de Kédougou. Aucun n'était en place : certains, trouvés près du lit du fleuve, étaient assez fortement roulés et usés, d'autres avaient été ramassés « en surface, sur la carapace latéritique, mêlés aux éclats de quartz ». D'après le gisement et son contexte, R. Mauny classait cette industrie comme « un Néolithique fruste à pebble-tools ». Au cours d'une mission récente, C. Barbey et C. Des-

1. P. Michel, 1958, coupe p. 25.
2. Tout comme les grès blancs ils proviennent des séries de l'Infracambrien que traversent les deux rivières.
3. J. Marchesseau, 1958.
4. J. Marchesseau, 1958.
5. R. Guesdon, 1964, p. 21-22.
6. P. Michel, 1959 a, p. 5-6.

CAMPS (1969) ont récolté des pebble-tools dans le niveau des graviers sous berge. Trois de ces pièces « ont été trouvées en place, solidement prises dans le poudingue, 2 à Laminia et 1 à Samékouta » (fig. 96). Ces pebble-tools sont en grès quartzite, beaucoup plus rarement en quartz ; leurs dimensions varient de 8 à 12 cm. D'après la position stratigraphique des graviers sous berge, ces pebble-tools *auraient été taillés « à une époque correspondant à un Paléolithique relativement récent »*. C. BARBEY et C. DESCAMPS en ont ramassé aussi sur le plateau de Baïtilaye, à une quinzaine de kilomètres en aval de Samékouta, « au milieu d'un contexte franchement néolithique (industrie en quartz) ».

Tableau 26. — SPECTRES PÉTROGRAPHIQUES DES GRAVIERS SOUS BERGE LE LONG DE LA GAMBIE (EN %).

Lieu d'observation Longueurs des galets	Grès quartzites infracambiens	Quartz	Métabasites du socle	Jaspes	Débris de cuirasse	Divers
Samékouta						
9-11 cm	96	4				
4- 6 cm	92	8				
Mako						
9-11 cm	16	4	76			4
4- 6 cm	18	7	70			5
Badi						
3- 4 cm	8	81		3	3	5

Ensuite les affleurements de graviers sous berge s'espacent et s'amincissent. *Ils sont visibles, sur une hauteur de 50 cm, à la chaussée submersible de* ***Mako****, situé au sommet de la grande boucle de la Gambie* (fig. 153). Le fleuve vient d'entrer dans les métabasites du socle[1], qui constituent une série de crêtes dominées par le petit plateau latéritique de Bafoundou, témoin de la surface éocène[2]. Les spectres pétrographiques de la formation graveleuse à Mako se distinguent nettement de ceux de la région de Kédougou (tableau 26) : les métabasites dominent largement alors que le nombre de grès quartzites infracambriens est peu élevé. Ils indiquent un apport massif d'éléments locaux dans ce secteur au cours du dépôt des graviers sous berge[3]. Depuis lors, ces galets de roches sensibles à l'attaque chimique ont résisté à l'altération[4]. Ces fragments de métabasites ont été charriés surtout par les petits affluents à régime torrentiel qui dévalent des reliefs abrupts ; par leurs entailles ils ont fortement disséqué les glacis cuirassés dans la partie septentrionale de la grande boucle de la Gambie (fig. 153). Le long de ce fleuve le nombre de métabasites diminue progressivement et ils disparaissent vers l'aval. Leur élimination est la conséquence de deux facteurs : leur fragilité par rapport à d'autres roches uniquement siliceuses, tels les quartz, quartzites, jaspes ; la faiblesse du transport le long de la Gambie dans cette partie moyenne de son cours.

Les affleurements de graviers sous berge se multiplient à nouveau dans la ***région de Siminti***[5]. Le dépôt est composé surtout de quartz ; on en dénombre 81% à la hauteur de Badi (tableau 26). Un engorgement local s'est produit dans ce secteur à cause du remaniement de

1. Cf. 1re partie, chap. I, A 1.
2. Cf. 3e partie, chap. I, A 3.
3. P. MICHEL, 1963 b.
4. Si les nappes graveleuses plus anciennes n'en contiennent pas ou très peu, c'est sans doute parce que les roches ont été décomposées auparavant, lors des périodes humides.
5. P. MICHEL, 1959 a, p. 7.

la basse terrasse très étendue et formée de galets très peu usés de quartz[1]. L'émoussé des graviers sous berge est identique (fig. 111) ; il augmente légèrement vers l'aval en même temps que la taille des galets s'amenuise rapidement[2]. Le dernier pointement de cette nappe alluviale cimentée se situe près de Génoto, à 6 km en amont de la frontière du territoire gambien. Elle disparaît en aval sous les dépôts fins.

b. Ses affluents

Sur les principaux affluents de gauche, Tiokoye, Diarha et Koulountou, les graviers sous berge apparaissent aussi par place. Ils ne forment pas une nappe continue, mais emplissent des chenaux fossilisés par un épais recouvrement de sable fin et limon. Ces anciens lits sont recoupés par le cours actuel. C'est pourquoi les anciens bancs de galets, légèrement cimentés par les oxydes de fer, présentent une direction oblique, voire perpendiculaire, par rapport au chenal actuel ; ils disparaissent rapidement sous les alluvions fines. Le long du *Tiokoye*, le poudingue des graviers sous berge est surtout visible dans le secteur de la frontière sénégalo-guinéenne[3], où la brusque diminution de pente (fig. 97) a provoqué un alluvionnement considérable. Sur la *Diarha*, d'importants seuils de prasinites ou de jaspes sur le cours inférieur ont arrêté les éléments grossiers ; le matériel, de provenance surtout locale, est très peu usé[4]. En outre, ces alluvions anciennes affleurent par endroits à la base du lit sinueux de la *Koulountou* dans la région de Youkounkoun[5].

Le dépôt graveleux est aussi présent sur le ***Niokolo-Koba****, principal affluent de droite de la Gambie.* Le long de son cours supérieur il est souvent visible dans la berge concave des petits méandres ; on le suit parfois sur une centaine de mètres[6]. Cette nappe alluviale a été atteinte par les lignes de puits de prospection creusés dans son lit majeur. Voici la coupe de l'un d'eux (P 64) :

0,00-2,75 m	argile finement sableuse, gris-brun, avec des concrétions ferrugineuses en profondeur
2,75-4,00	argile plus sableuse, brune
4,00-4,90	graviers et galets ferrugineux, avec des quartz subanguleux ; vers la base, quelques galets subémoussés
4,90-5,00	sable très fin, un peu argileux ; bed-rock altéré ?

L'étude des puits montre que l'alluvionnement a été très irrégulier. L'épaisseur de la couche de graviers varie de quelques centimètres à plusieurs mètres ; ce niveau peut aussi manquer complètement. *Il s'agit sans doute d'un dépôt dans des chenaux très instables et d'importance variable.* On imagine volontiers qu'entre ces différents bras pointaient des têtes de rochers, qui ont subi une certaine altération depuis lors, ou qu'il existait des angles morts ne connaissant qu'une sédimentation fine. D'après l'étude du matériel, le transport ne s'est effectué que sur une courte distance, de l'ordre de quelques kilomètres. Les éléments usés viendraient surtout du remaniement d'anciennes terrasses[7]. Sur le cours moyen et inférieur les graviers sous berge affleurent aussi par place à l'étiage sous un épais remblai sablo-argileux : notamment à la hauteur du campement de chasse de Niokolo-Koba et à proximité du confluent de la Gambie[8]. La compétence de la rivière devait être très faible d'après des la taille galets transportés.

1. Cf. 4e partie, chap. I, B 2 b.
2. Leur longueur moyenne est de 6-8 cm à Bafoulabé (à 6 km en amont de Siminti), de 2,5-4 cm à la hauteur de Badi et de 1-1,5 cm près de la piste Tambacounda-Koundara.
3. P. Michel, 1963 b.
4. P. Michel, 1963 b.
5. P. Michel, 1958.
6. P. Michel, 1962 d.
7. Ainsi en aval d'un témoin de la basse terrasse, les graviers sous berge contiennent quelques gros galets de quartz bien roulés.
8. P. Michel, 1959 a, p. 9-10.

Ces dépôts graveleux tapissent aussi le réseau d'entailles des *petits cours d'eau* du bassin de la haute et moyenne Gambie. Dans le pays Bassari on aperçoit souvent, le long des ruisseaux, des graviers anguleux de quartz mélangés parfois à des débris de cuirasse bauxitique et enrobés de limons jaunes[1]. Dans les lits sinueux de la haute Kouréniaki et de ses petits affluents (pl. IV), des graviers et blocs sont visibles en plusieurs points à la partie inférieure de la berge. Le même niveau s'observe le long du chevelu hydrographique sillonnant la dépression périphérique de la montagne de Ouassa (fig. 86) et a été rencontré par la prospection alluvionnaire sur les diverses branches du Balé, affluent du Niokolo-Koba, qui draine cette région[2] : des quartz aux arêtes légèrement émoussées, atteignant parfois une longueur de 25 à 30 cm, se mêlent à des blocs de cuirasse et des galets ferrugineux, pris dans une matrice de gravillons et d'argile. *Ainsi, à la différence des nappes alluviales des grandes rivières, les graviers sous berge des petites entailles présentent un très mauvais classement. Le matériel, de provenance uniquement locale, est très peu usé.* Ses éléments ne sont pas ou presque pas cimentés. En outre, le remblaiement fin qui les recouvre est moins épais, ne dépassant guère 1,50 m.

3. BASSIN DU SÉNÉGAL

a. Dépôts de la Falémé

Cette grande rivière recoupe aussi en de nombreux endroits la formation des graviers sous berge. La Falémé a été remontée de bonne heure par des explorateurs et des « mineurs », attirés par l'or du Bambouk. Parmi eux certains donnent des renseignements précis. Ces dépôts semblent avoir été signalés pour la première fois par MUNGO PARK en 1805[3]. Ensuite TOURETTE décrit en 1829 ce niveau graveleux au village de Sansandé[4]. LAMARTIGNY précise dans son « rapport de mission », datant de 1880, l'intérêt de ces alluvions anciennes pour la recherche minière. Les études récentes[5], faites sur divers secteurs de la Falémé, montrent que l'épaisseur du dépôt de graviers sous berge au-dessus de l'étiage est très variable ; elle est fonction de l'importance et de l'allure des bancs de galets qui jalonnaient alors le lit mineur de la rivière. Par endroits subsistent des îlots de poudingue au milieu du lit actuel. Le plus souvent le matériel n'est que faiblement cimenté par les oxydes de fer et le niveau de conglomérat se désagrège aisément.

Dès la sortie des plateaux du Fantofa les graviers sous berge apparaissent aux *environs de Fékola* (fig. 91). Ils se situent en contrebas d'un important lambeau de basse terrasse et sont couverts d'un dépôt de sable (fig. 110 b). Entre Satadougou et Sambaba, J. MARCHESSEAU (1959) a rencontré en de nombreux endroits cette formation graveleuse. Par contre dans la région d'Ylimalo-Moussala on n'en trouve que peu de témoins puisqu'elle aurait été érodée et remaniée : quelques galets cimentés remplissent les creux des seuils rocheux, alors qu'à côté s'étale souvent un banc de galets meubles.

Les graviers sous berge sont à nouveau bien développés à partir de *Wassandara.* Nous les avons repérés à une dizaine d'endroits en descendant la rivière jusqu'à Gourbassi[6]. Dans les environs de Samé ils apparaissent immédiatement en aval de témoins des moyenne et basse terrasses ; ils jalonnent aussi la rive concave du grand méandre juste en amont de Gourbassi (fig. 92). Les récentes prospections minières des alluvions de la Falémé, effectuées dans le secteur Wassandara-Souroukoto, ont partout traversé ce niveau de graviers sous berge

1. P. MICHEL, 1958.
2. Cf. le rapport de MAUD'HUY, *in* J. GRAVESTEIJN, 1962.
3. Cet explorateur note à la date du 12 juin (édition de R. MILLER, 1960, p. 310) : « Près des puits se trouve un cours d'eau, et comme ses berges ont été grattées pour le lavage de l'or, j'ai pu distinguer une couche de terre et de larges pierres d'environ 10 pieds d'épaisseur, et, dessous, une couche de 2 pieds de cailloux ferrugineux d'à peu près la taille d'un œuf de pigeon, avec du sable et de la terre de couleur jaune et rouille ; au-dessous une couche d'argile blanche compacte ; c'est dans le sable couleur de rouille qu'on trouve l'or... » Mme DAVEAU-RIBEIRO m'a aimablement communiqué ce texte très intéressant. L'endroit exact de ces observations n'a pas pu être déterminé ; d'après les notations précédant ce passage, il se situerait dans la région de Satadougou, près des grandes buttes de Koudé Kourou.
4. Il se situe sur la basse Falémé (long. 12°13′, lat. 13° 55′30″
5. P. MICHEL, 1959 a, p. 13-15 ; J. MARCHESSEAU, 1959.
6. Cf. P. MICHEL, 1959 a, annexe B, n° IV.

en bordure du lit actuel[1]. Le dépôt a une largeur de 200 à 400 m. L'épaisseur du niveau de graviers est très irrégulière, variant entre 0,50 et 9 m ; il contient souvent des lentilles de sable avec des gravillons. Le recouvrement de matériau fin peut atteindre 4 à 5 m.

Sur la *basse Falémé*, en aval de Sansandé, le poudingue est rarement visible dans la berge même de la rivière. Il est presque toujours masqué par les alluvions récentes de sable fin-limon qui forment un faisceau de levées plus ou moins large. Mais la nappe de galets apparaît souvent à la base des entailles des petits affluents qui dégagent ce niveau induré sur une longueur et une épaisseur variables : près de Fanira, par exemple, il affleure sur une distance d'un kilomètre et sa hauteur atteint 2,50 m. A Kidira on l'observe dans un ravin au pied de la basse terrasse.

La taille des ***galets*** de ce poudingue s'amenuise progressivement vers l'aval. La longueur maximale des grès infracambriens est de 28 cm près de Fékola, de 9 cm à Fanira ; leur longueur moyenne respectivement de 10 à 12 cm et de 4 à 5 cm. *La forme et l'usure, aussi bien des grès que des quartz du socle, sont les mêmes que celles du matériel des témoins de moyenne et basse terrasses* (fig. 111) ; les grès ont le plus souvent une forme de parallélépipède aux arêtes émoussées[2]. Le pourcentage des grès diminue vers l'aval dans les mêmes proportions que dans les nappes des terrasses anciennes. C'est donc surtout l'érosion de ces terrasses au cours du creusement linéaire qui a alimenté le dépôt des graviers sous berge. Les affluents d'une certaine importance ont apporté des stocks de matériau d'origine locale, surtout des quartz. Ainsi les graviers sous berge, au confluent du cours d'eau qui se jette dans la Falémé près de Souroukoto, sont composés presque uniquement de quartz ; 3 km en aval, les quartz prédominent encore, mais 5 km plus loin les grès sont de nouveau à égalité avec eux. *Grâce au transport en long important, les apports latéraux se « diluent » vite dans la masse des galets : il n'y a pas eu substitution de charge.*

Les travaux de prospection alluvionnaire, réalisés en 1959, permettent de connaître la ***minéralisation*** des dépôts de graviers sous berge ou de marmites dans le lit de la Falémé en amont de Gourbassi. *Elle est, dans l'ensemble, homogène tout au long du cours. Tous les concentrés contiennent une très forte proportion d'ilménite* (fig. 112). Celle-ci vient des roches du socle, mais probablement aussi de l'altération des épais sills de dolérites des contreforts du Fouta Djalon. *Les autres minéraux ne s'y trouvent qu'en très petite quantité.* Le fait que « la concentration demeure faible, tant par son abondance que par sa variété »[3] s'explique aisément par le contexte géologique et l'évolution géomorphologique. Les matériaux proviennent en partie de l'érosion d'anciens sols ferrugineux cuirassés et de la fragmentation des grès infracambriens du haut bassin, qui sont probablement très pauvres en minéraux lourds. En outre, comme les dépôts graveleux sont formés pour une part de matériel remanié des nappes alluviales plus anciennes, il subsiste surtout les minéraux les plus résistants, tels l'ilménite, le zircon, la tourmaline. Les associations minérales sont sans doute plus riches sur le socle birrimien[4], que traverse la Falémé dans son cours moyen et inférieur, mais la contamination latérale est demeurée faible. Près de Satadougou les concentrés renferment une très petite quantité de cassitérite, venant de la région[5]. On la retrouve dans tous les prélèvements situés à l'aval, sauf dans l'essai 733 placé près de Souroukoto dans les apports de l'affluent (fig. 112). Ainsi l'étude des minéraux lourds confirme l'importance du transport en long qu'avaient déjà montrée les spectres pétrographiques des dépôts.

Les graviers sous berge sont aussi visibles dans le lit mineur des ***affluents*** de la Falémé. Ils apparaissent en divers endroits le long du Diguinkili et y sont exploités par les orpailleurs[6].

1. G. V. Pissensky, A. V. Zinkin, 1968 ; ces géologues l'ont appelé basse terrasse. Les prospections ont été faites par une série de tranchées, creusées perpendiculairement au cours de la rivière.
2. Dans la région de Fékola tous les galets de ce niveau sont recouverts d'une patine noire ferro-manganésique, qui ne permet pas toujours de distinguer à première vue les quartz des grès.
3. J. Marchesseau, 1959.
4. Cf. Tagini, 1955.
5. Cf. D. Soulé de Lafont, 1955, 1956, 1958.
6. P. Michel, 1962 d.

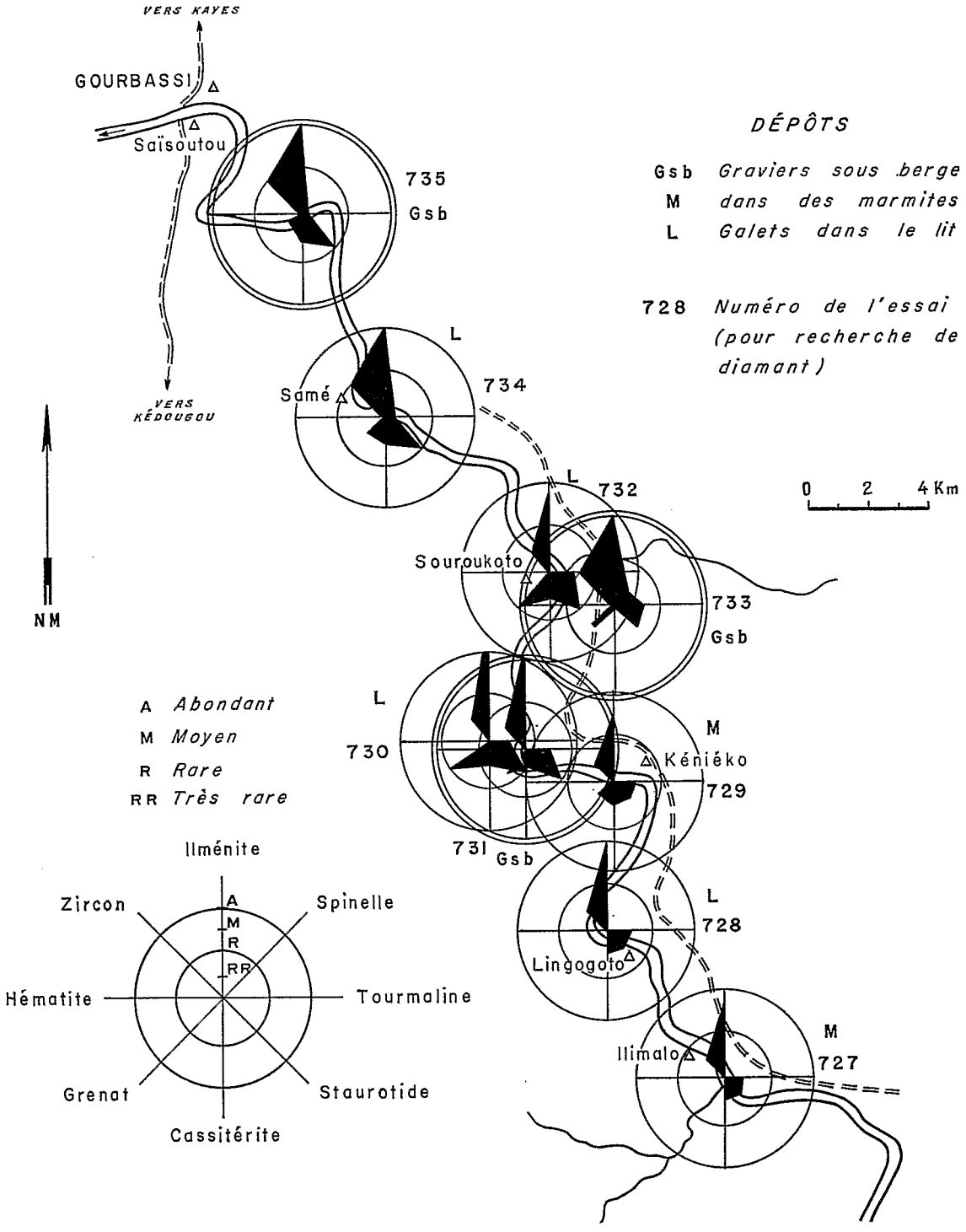


FIG. 112. — Cours moyen de la Falémé. Minéralisation des alluvions graveleuses, d'après les recherches de J. MARCHESSEAU (1959).

J. VOGT (1955 b, p. 15-18) a étudié les entailles et les alluvionnements des cours d'eau obséquents qui descendent du plateau de Tambaoura dans la *région de Kéniéba :* « Le creusement atteint le plus d'ampleur au pied de la falaise. A la sortie des reculées, il se forme des espèces d'ombilics au dépens des éléments de bas glacis... Plus en aval, les ombilics passent à de vastes entailles, de plusieurs centaines de mètres de large, occupées par de multiples chenaux qui se recoupent et admettent entre eux des chicots de schistes. » Des alluvions graveleuses s'étalent au fond des entailles. Dans les ombilics au pied de la cuesta se sont déposés les éléments les plus grossiers : blocs de grès quartzite, de bauxite, rarement de dolérite. Les gros blocs disparaissent vers l'aval en même temps que les apports de la « falaise » diminuent. L'usure des galets reste modeste. Ainsi la compétence des cours d'eau a faibli très vite en s'éloignant du plateau.

Le chevelu hydrographique est très dense sur le socle birrimien, imperméable, où coule la Falémé. Les récents travaux de prospection pour diamant et or[1], par lignes de puits très rapprochés, donnent des coupes complètes et détaillées des formations alluviales d'un certain nombre de petits affluents ou sous-affluents. *Un niveau de graviers tapisse toujours le substrat rocheux (bed-rock) sur toute la largeur de l'entaille, quelle que soit l'importance du cours d'eau.* Mais l'épaisseur de cette couche varie souvent de quelques décimètres à plusieurs mètres sur un même profil transversal ; des lentilles de sable y sont intercalées par place. Les alluvions graveleuses sont toujours recouvertes de dépôts fins, sablo-argileux ou argileux ; il s'agit de limons de débordement.

b. Les branches supérieures du fleuve

Le long du cours moyen et inférieur du ***Bafing*** *et le long du* ***Bakoy****, par contre, le dépôt des graviers sous berge n'existe que de façon sporadique.* Il apparaît seulement en aval de certains seuils sur une très courte distance, en des endroits de forte érosion du recouvrement fin ; partout ailleurs les alluvions sablo-argileuses, plus récentes, reposent directement sur la roche en place (fig. 110 c). Nous l'avons observé sur le Bakoy en amont de la chaussée submersible de la piste Kita – Galé[2]. Le niveau graveleux, légèrement induré, n'y a que 20 cm d'épaisseur ; il est formé surtout de gravier et sable grossier et ne contient que quelques galets. Sur le Bafing moyen les graviers sous berge ne présentent qu'à un seul endroit une belle épaisseur : à l'essai 1023, juste à l'aval d'un petit seuil de dolérites près du confluent du Kébari-Ko (pl. V et IX). Voici la coupe établie par J. MARCHESSEAU (1961) :

0,00-0,85 m	conglomérat à ciment ferrugineux
0,85-1,45	galets non cimentés
1,45-2,20	gravier fin
2,20 m	dolérite altérée (bed-rock)

Dans les seuils rocheux, qui jalonnent les lits des deux rivières, certaines marmites contiennent des galets et graviers cimentés par les oxydes de fer. Mais la plupart d'entre elles sont restées vides.

A quels facteurs faut-il imputer la rareté de dépôts graveleux, aussi bien en « sous berge » qu'en remplissage de marmites ? D'abord le stock de galets des terrasses anciennes était minime, comme nous l'avons montré précédemment[3]. Ensuite l'érosion des seuils n'a pu fournir qu'une petite quantité de débris grossiers puisque leur usure progresse lentement et s'effectue davantage par abrasion que par fragmentation. En outre, les apports latéraux de galets par les affluents sont très réduits aussi bien dans la partie méridionale du Plateau Mandingue à cause de l'extension des glacis cuirassés que dans les régions plus septen-

1. Cf. les rapports inédits de J. F. AGASSIZ, 1965, et E. I. ZAITSEV, 1965.
2. P. MICHEL, 1962 b, p. 15.
3. Cf. 4e partie, chap. I, B 2 b.

trionales par suite de l'absence de transit entre les escarpements gréseux et les principales vallées[1].

Cependant la nappe des graviers sous berge est plus continue sur certains ***affluents*** qui dévalent de massifs ou plateaux élevés et ont connu de ce fait un régime torrentiel. Elle est visible en plusieurs endroits sur le *Waé*, affluent de droite du Bafing (pl. IX) ; les galets de cuirasse y sont très abondants[2]. Sur la *Dounnan*, qui se jette dans le Bakoy un peu en amont de Bafoulabé, on peut observer à sa sortie du massif de dolérites près de Sékoto, dans la partie inférieure de la berge, un niveau de graviers mélangés à des débris beaucoup plus gros[3] et enrobés d'une matrice sablo-argileuse rouge. Ce matériel subanguleux ou anguleux n'a guère été façonné par le cours d'eau ; il n'a pu effectuer qu'un trajet très court. La présence de lentilles indique un dépôt dans un milieu à forte turbulence.

Les graviers sous berge ne sont plus visibles en aval de la confluence du Bafing et du Bakoy, le long du cours du ***Sénégal.*** Ce dépôt, sans doute très discontinu, est masqué par des alluvions fines plus récentes, mais *il peut apparaître dans les entailles de petits affluents qui traversent la terrasse du premier remblai*[4]. Ainsi nous l'avons trouvé aux environs de Kayes dans le lit du Papara à 1 km de son confluent avec le Sénégal (fig. 124). Ce niveau de conglomérat à ciment gréso-ferrugineux, d'une épaisseur de 60 à 80 cm, repose sur des schistes birrimiens. Le matériel très hétérométrique se compose surtout de petits galets et de quelques gros éléments, pouvant atteindre une longueur de 25 cm[5]. Les grès et jaspes prédominent ; quelques quartz s'y associent. Tous les galets sont subanguleux, si on excepte quelques gros grès bien arrondis. Ces éléments très roulés, mélangés à du matériel d'origine surtout locale, ont-ils été remaniés d'un niveau de poudingue du Paléozoïque ou, au contraire, façonnés par le fleuve au cours d'un transport beaucoup plus long, franchissant les seuils en amont ?

c. Les affluents de droite

Les phases de creusement et de dépôt de graviers ont aussi marqué le réseau de la ***Kolinbiné.*** L'érosion régressive a été très nette sur le *Wadou*, la branche nord de la rivière qui vient de la dépression du Djéli Mahé (pl. VII) : l'entaille s'est arrêtée brutalement aux chutes de Toya, qui atteignent une hauteur de 35 m (fig. 113). Ce cours d'eau a mis à profit un réseau de diaclases traversant les grès quartzites ou les grès à stratifications entrecroisées de l'Infracambrien[6]. La forte turbulence au pied des chutes a permis le creusement d'une grande dépression circulaire, transformée en lac permanent par un barrage alluvial postérieur : c'est la « mare » de Toya. Vers l'aval, le cours actuel se trouve au fond d'une suite de canyons, qui se raccordent quelquefois par des angles droits. Juste en amont des chutes, le courant a creusé des marmites de petite taille, dont certaines présentent un remplissage de galets émoussés, bien cimentés[7].

Alors que l'entaille s'est limitée sur la branche septentrionale au creusement d'une vallée profonde mais étroite, elle a eu un caractère beaucoup plus général le long du *Térékolé.* Son action érosive a été favorisée par l'existence de reliefs accentués à l'amont, où il prend sa source, et par la pluviosité plus forte sur ce massif. Les petits affluents de l'avant-pays ont suivi le creusement de la rivière principale. *Ainsi tout un chevelu hiérarchisé d'oueds a entaillé les couches de grès tendres ou de pélites, à intercalations de jaspes, entre Yélimané et le Djéli Mahé* (pl. VII). Le conglomérat des graviers sous berge apparaît sur le cours supérieur de ces oueds à la base de dépôts sablo-limoneux. On l'observe, par exemple, dans les lits de

1. P. MICHEL, 1962 b.
2. P. MICHEL, 1962 b, p. 25.
3. D'une longueur maximale de 25 cm.
4. Cf. paragr. C 1 a.
5. Ceux-ci sont, soit arrachés directement au socle, soit repris d'un conglomérat plus ancien, comme la tillite qui se situe à la base du Cambrien et affleure dans la région ; cf. 1re partie, chap. I, A et B 1 a, 2 a.
6. Cf. 1re partie, chap. I, B 1 et C. BENSE, 1961.
7. P. MICHEL, 1960 b.

ceux qui se rassemblent dans le bassin de Madina ou qui descendent de l'escarpement dolé-ritique du Mamana Guidé ; sur ceux-ci il affleure dans la berge ou dans les cavités de seuils rocheux, en contrebas des terrasses anciennes[1]. Ces dépôts graveleux disparaissent rapidement vers l'aval. Ils semblent plonger sous les alluvions plus fines du lit mineur. Signalons que les puits creusés à Tanbakara, au bord de la vallée du Térékolé près du confluent avec la branche nord (pl. VII), auraient atteint, sous 15 m de sable argileux, une couche de graviers et de sable épaisse de plusieurs mètres[2].

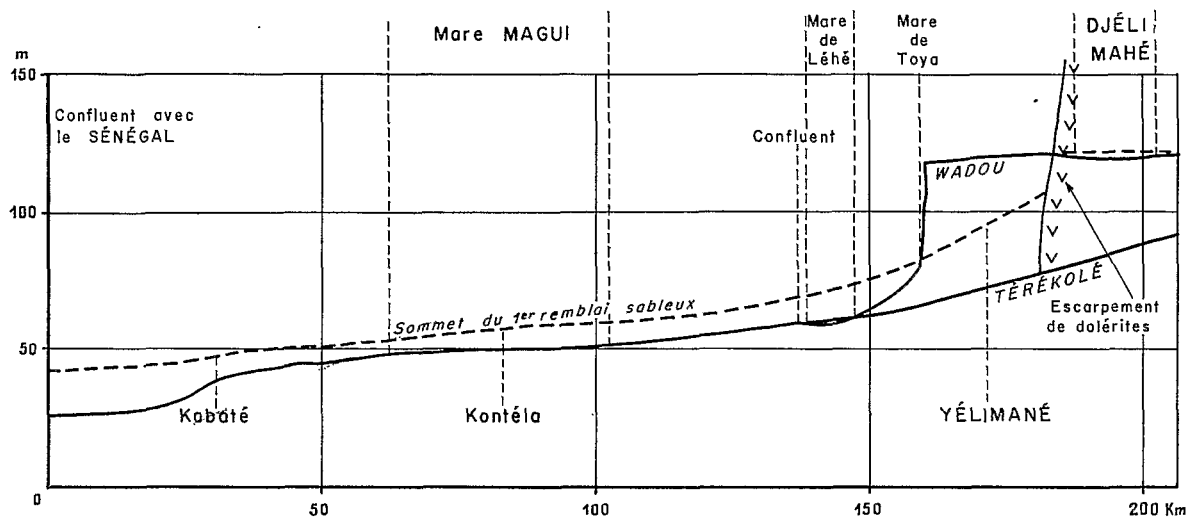


FIG. 113. — Profil en long de la Kolinbiné et de ses branches supérieures.

Les graviers sous berge sont visibles aussi sur des affluents du ***Karakoro*** dans la région de Bouli et sur les branches supérieures de l'***oued Arnagué*** aux environs de Sélibabi[3]. Le matériel peu cimenté est toujours très hétérométrique, mal classé, peu usé et de composition pétrographique variée : quartz souvent cariés, quartzites, jaspes, débris de cuirasse ferrugineuse. L'oued Arnagué rejoint le Sénégal près de Bakel. A la hauteur de Sanba Kandji, à 17 km du confluent, les déblais de plusieurs *oglats* creusés dans le fond du lit mineur, en saison sèche, contiennent des galets de quartz subanguleux pouvant avoir une longueur de 15 cm. Les puits ont atteint la nappe phréatique dans ce niveau graveleux, qui n'est autre que celui des graviers sous berge fossilisés sous des dépôts fins plus récents.

Le poudingue existe aussi dans les régions plus septentrionales, le long des derniers affluents de droite du Sénégal. Nous l'avons rencontré sur le cours supérieur de certains affluents de l'oued Gharfa, entre Mbout et le rebord de l'Assaba. D'après R. GOUZES (1962 a), il apparaît par place dans le lit du ***Gorgol*** Blanc au Nord du parallèle 16°30'. Ce dépôt grossier est recouvert d'alluvions sableuses ou argileuses vers l'aval. Après la jonction des deux branches du Gorgol, les sondages pour la construction d'un pont à El-Kseiba ont traversé, d'abord des sables blancs épais de plusieurs mètres, ensuite un niveau de gravillons quartzeux bien roulés. Puis cette nappe graveleuse a été atteinte par une série d'*oglats* creusés dans le lit majeur près de son bord septentrional[4]. En outre le puits de Toumbéré Djingué, qui se situe dans un interdune bien marqué au milieu du massif de dunes fixées bordant la vallée au Sud, a touché sous les sables dunaires un niveau de graviers bien émoussés[5] ; ce dépôt, rencontré vers la cote – 1 m, correspond vraisemblablement à l'ancienne nappe alluviale fossilisée ensuite par des cordons dunaires (fig. 98 c).

1. Cf. 4e partie, chap. I, B 1 c et 2 b.
2. D'après les renseignements des puisatiers du village.
3. P. MICHEL, 1960 b.
4. P. MICHEL, 1956 c.
5. P. ELOUARD, 1959.

d. Le cours inférieur du fleuve

Les graviers sous berge disparaissent, de même, sur le cours du Sénégal à partir du confluent avec la Falémé. Mais des puits implantés sur les bordures du lit majeur ont atteint cette couche graveleuse sous des sédiments sablo-argileux, dont l'épaisseur dépasse souvent 10 m. C'est le cas des puits de Maghama et de plusieurs villages proches[1]. Voici la coupe de l'un d'eux, celui de Boguel Fadoma :

0-14 m sable argileux
14-16 sable et gravier
niveau hydrostatique à 12,90 m en juin 1955

Ces anciennes alluvions se situent dans les différents puits de Maghama et des environs entre les cotes + 1,5 et + 6 m (fig. 94). D'autres puits les ont touchées dans la région de Matam, de chaque côté de la vallée, à Dolol Sivré et à Ogo ; d'après les déblais la formation alluviale se compose surtout de petits galets de quartz, jaspes et phtanites[2]. Ainsi ce matériel graveleux tapisse les parties basses de l'ancienne entaille du fleuve, dont la largeur aurait dépassé celle du lit majeur actuel ; il correspond sans doute aux dépôts de nombreux chenaux qui se seraient déplacés fréquemment. On devrait les trouver aussi sous les alluvions fines plus récentes, juste au-dessus du plancher rocheux.

En aval de Matam cette nappe graveleuse plonge progressivement sous le niveau actuel de la mer (fig. 94). *Elle n'a plus été atteinte par les puits, mais les* ***sondages*** *faits à* ***Bogué*** *en juin 1965*[3] *l'ont traversée sur plusieurs mètres.* Douze sondages très rapprochés ont été forés à la sortie nord-ouest de cette escale du fleuve (fig. 114). Elle a été construite, comme le montre le croquis géomorphologique, sur la rive concave d'un méandre du Sénégal, à proximité de la bordure du lit majeur. L'escale se trouve sur une haute levée, fortement érodée par les crues[4]. Une étroite dépression argileuse la sépare de l'alignement de dune fixée qui s'avance dans la vallée et sur laquelle se situe le village de Bogué Dow.

Les différents sondages ont été implantés dans le lit mineur et sur la berge du fleuve (fig. 114). Ils se répartissent en deux groupes distants d'une centaine de mètres ; dans chacun d'eux les sondages sont placés à moins de 10 m l'un de l'autre. Aussi leur étude est-elle particulièrement instructive[5]. L'un des sondages (S 1) a touché le soubassement rocheux ; il permet ainsi de connaître la succession des dépôts du lit majeur (fig. 115). Une épaisse couche d'alluvions graveleuses repose sur des argiles feuilletées jaunes du Lutétien inférieur[6] par l'intermédiaire d'un pavage de débris émoussés de cuirasse ferrugineuse qui proviennent du démantèlement de la cuirasse coiffant les buttes du Continental terminal en amont de l'escale.

Des niveaux de graviers et gravillons alternent avec des dépôts uniquement sableux. Ces graviers subémoussés de quartz et de jaspes peuvent atteindre une longueur de 35 mm. Les sables sont tantôt bien triés et composés presque uniquement de grains moyens (0,2-0,5 mm), tantôt le tri est plus faible et les grains moyens se mélangent à d'autres plus gros (fig. 116). Les courbes sont de types sigmoïde ou parabolique. Tous les échantillons ne contiennent qu'une très petite fraction fine (< 0,05 mm), généralement inférieure à 5 %. Il s'agit bien d'anciennes alluvions du Sénégal, qui possédait encore une compétence relativement élevée sur son cours inférieur. Cette formation sablo-graveleuse (n° I) apparaît dans tous les sondages sous des dépôts généralement plus argileux. Son épaisseur moyenne est de 10 m, mais elle

1. P. Elouard m'a aimablement communiqué les coupes de ces puits creusés en 1955.
2. P. Michel, 1957 *b*.
3. Les travaux ont été réalisés par la Société africaine de sondage, injection, forage (S.A.S.I.F.) pour le compte du Bureau central d'études pour les équipements d'outre-mer (B.C.E.O.M.).
4. D'importants travaux ont dû être faits pour protéger l'agglomération.
5. P. Michel, 1967, et P. Michel, P. Assémien, 1969. J'ai établi les coupes après examen détaillé des carottes et prélèvement d'échantillons.
6. Détermination de P. Elouard.

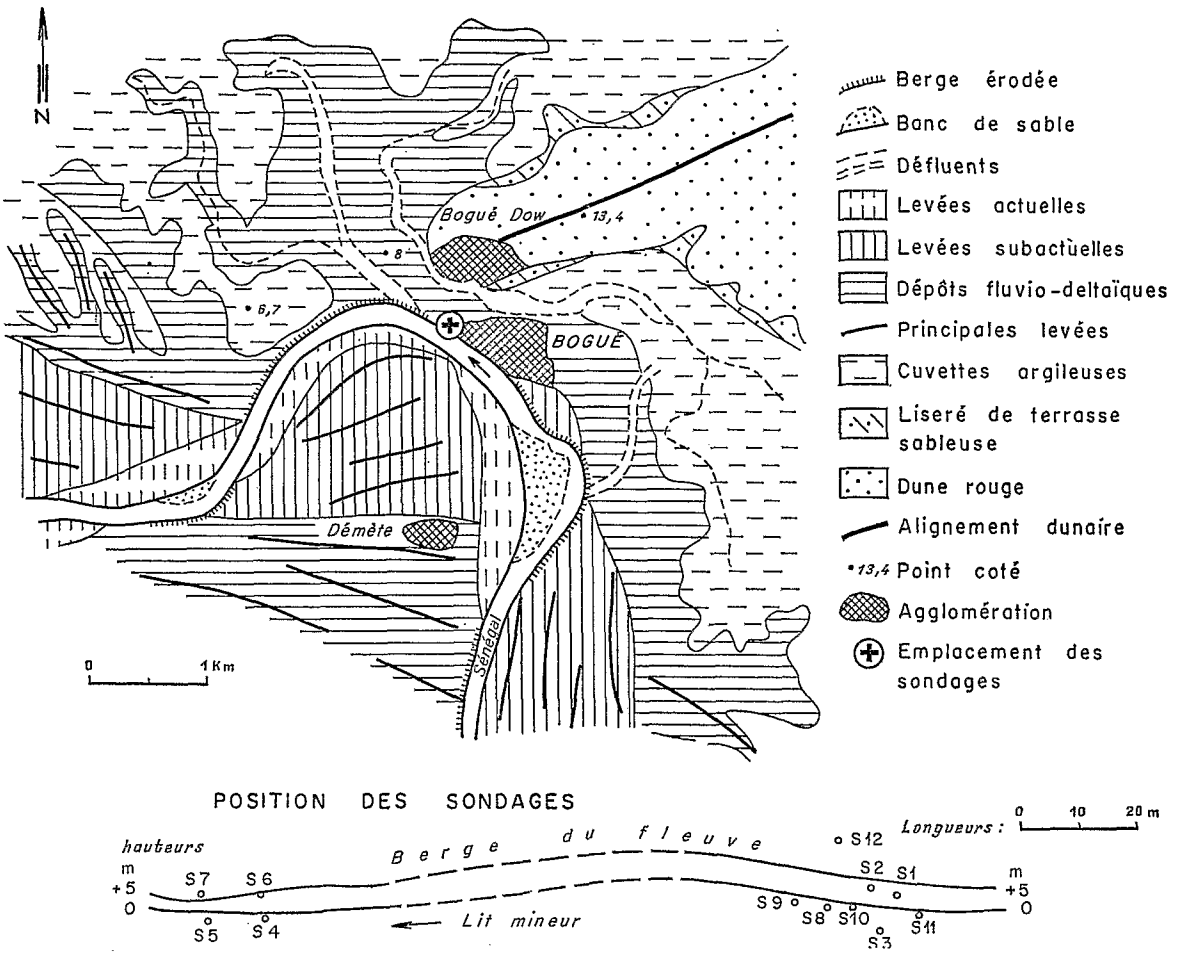


FIG. 114. — Croquis géomorphologique des environs de Bogué (basse vallée du Sénégal).

atteint 14 m au sondage S 5 où elle descend à – 20,85 m, alors que dans le sondage S 1 le substrat éocène se situe à – 18,90 m (fig. 115).

Quelques-uns des ***sondages*** *effectués en 1956-1957 près de* ***Richard-Toll*** *dans le lit mineur ou sur la berge du Sénégal ont aussi traversé un niveau de graviers avant d'atteindre les calcaires ou argiles du soubassement*[1]. Ainsi le sondage S A l'a recoupé entre les cotes – 22 et – 25,20 m sous une épaisse couche de vase (fig. 109). Il est formé de débris de quartz, quartzite, grès, calcaire gréseux et silex. Si ces dernières roches sont d'origine locale, les graviers de quartz et quartzites témoignent d'apports lointains ; ils peuvent néanmoins provenir de l'érosion de la basse terrasse, dont il ne subsiste guère de témoins en aval de Bogué[2]. Dans les autres sondages de ce profil, la couche de vase repose directement sur les calcaires du Paléocène. Il semble que les alluvions graveleuses aient été partiellement érodées au cours d'une nouvelle entaille avant le dépôt de ces sédiments littoraux. Plusieurs sondages d'un autre profil à travers le lit mineur, situé à quelques kilomètres en amont (près de Keur Mour), ont rencontré également des sables à graviers de grès calcaires et quartz, d'une longueur de 1,5 à 3 cm, au-dessus des argiles feuilletées de l'Éocène inférieur ou des argiles bariolées de la base du Continental terminal.

Ainsi cette ancienne nappe alluviale du Sénégal subsiste par place jusque dans le Delta

1. R. DÉGALLIER, 1956 a ; P. MICHEL, 1957 b.
2. Cf. 4e partie, chap. I, B 2 b.

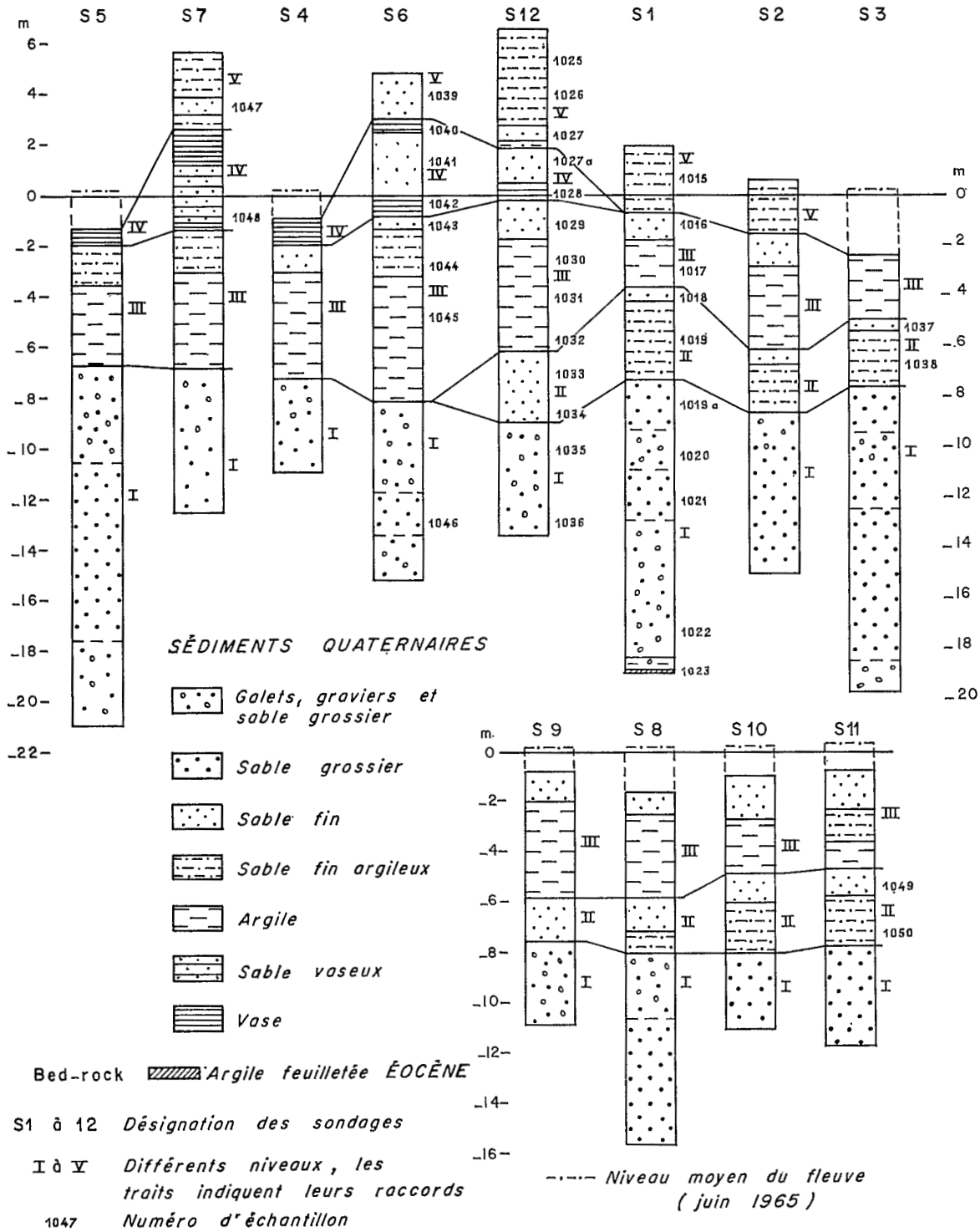


FIG. 115. — Coupes des sondages de Bogué, implantés sur la berge et dans le lit du Sénégal.

sous les dépôts plus fins de son lit majeur actuel, qui peuvent être d'origine fluviatile ou marine. Des traces de ces phases d'érosion linéaire et d'alluvionnement ont aussi été détectées dans la *presqu'île du Cap-Vert* par des études géophysiques et des sondages mécaniques. F. TESSIER (1954 a, p. 44) notait déjà que « la surface supérieure des marnes formant le soubassement des sables quaternaires était creusée de thalwegs, jalonnés vers Sangalkam par des galets ». Dans une étude de synthèse sur le Quaternaire de la partie occidentale de la presqu'île, L. HÉBRARD (1966 b, p. 19-22) précise que « des alluvions graveleuses se rencontrent dans 38 sondages ». Elles sont constituées de quartz, de concrétions ferrugineuses, de silex, d'argile silicifiée et de basalte. Ces dépôts, d'épaisseur très variable, descendent jusqu'à la cote – 60 m en certains endroits.

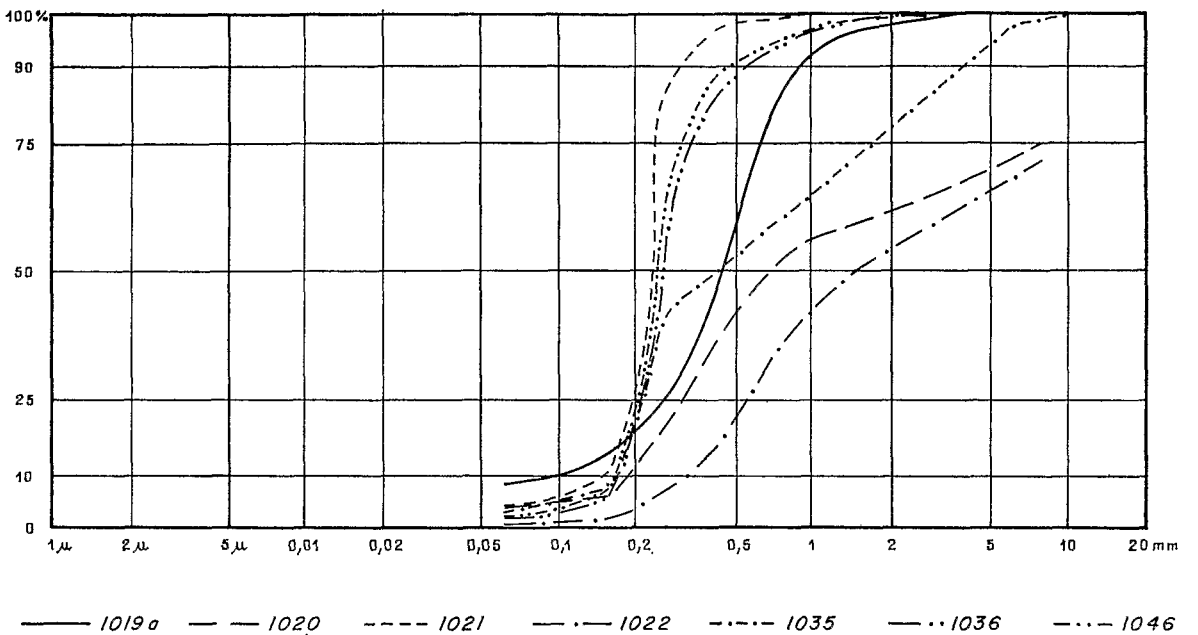


FIG. 116. — Sondages de Bogué. Série de base : sable et gravier. Granulométrie.

La mise en place de ces alluvions graveleuses correspond vraisemblablement à une crise climatique, qui ne fut peut-être que de courte durée. Le tapis végétal devait être très discontinu dans les régions montagneuses des hauts bassins qui connaissaient probablement un climat plus frais que l'actuel[1]. Le gel a peut-être joué un certain rôle dans les massifs élevés du Fouta Djalon, s'exerçant sur des parois dénudées et des pointements rocheux. Les roches se fragmentaient aisément alors que l'altération était faible ou nulle. C'est pourquoi les lits des rivières, divisés en bras multiples, étaient encombrés de galets et graviers, tout comme ceux des oueds méditerranéens.

La position de la nappe alluviale à plusieurs dizaines de mètres sous le niveau de la mer, aussi bien dans la basse vallée du Sénégal que dans la presqu'île du Cap-Vert, prouve qu'elle s'est formée au cours d'une importante régression marine (fig. 108). Cependant de légères oscillations ne sont pas exclues. Aussi est-il possible que le dépôt se soit produit surtout lors d'une très légère remontée du niveau marin ; elle expliquerait mieux la grande épaisseur des alluvions dans les basses vallées. Puis le sommet du dépôt a pu être entaillé au cours d'un nouvel abaissement du niveau de la mer. Cette seconde phase d'érosion, peut-être très brève, permettrait de comprendre la superposition directe, sans aucune transition, des sables argileux — déposés

1. Nous avons déjà signalé que les phases de rafraîchissement ou « hypothermales » se sont produites pendant les périodes sèches ; cf. 4e partie, chap. II C.

ultérieurement — sur le niveau des galets et graviers, telle qu'elle apparaît partout dans les berges des cours d'eau (fig. 110) et aussi dans plusieurs sondages de Bogué (fig. 115).

Alors que le détail des fluctuations eustatiques et même climatiques nous échappe encore, il est certain que *le climat a évolué progressivement vers l'aridité* (fig. 108). Dans la presqu'île du Cap-Vert les alluvions graveleuses sont toujours recouvertes par une épaisse couche de sable, modelée en dunes à sa partie supérieure[1]. De même les dépôts de graviers du Gorgol inférieur ont été fossilisés sous des alignements dunaires, comme le montre la coupe du puits de Toumbéré Djingué (fig. 98 c). Ainsi le creusement linéaire des cours d'eau, suivi du dépôt des graviers sous berge, et l'édification des dunes caractérisent une morphogenèse en milieu tropical devenant de plus en plus sec. Celle-ci confirme l'interprétation de la théorie astronomique, faite par E. A. BERNARD (1962), qui situe entre – 30 000 et – 14 000 ans une importante phase d'aridification dans les zones tropicale et subéquatoriale de l'Afrique au Nord de l'équateur.

B. LES MASSIFS DE DUNES ROUGES

Ce système de dunes occupe une large place dans la partie septentrionale du bassin du Sénégal et le déborde nettement au Sud-Ouest (fig. 93). Il a été signalé dès 1858 par A. BERG (p. 361) en bordure de la basse vallée du fleuve, sur sa rive droite. Cet explorateur notait déjà que « plus on s'éloigne des côtes, moins hautes sont les dunes ». Cependant l'étude de cet ancien erg ne sera entreprise qu'un siècle plus tard !

E. F. GAUTIER (1931), se basant sur la carte géologique de H. HUBERT, est le premier géographe à attirer l'attention sur l'importance et l'épaisseur des sables quaternaires du Sénégal. Après les géologues CHUDEAU, HUBERT et MALAVOY, ce géographe habitué aux paysages sahariens émet l'hypothèse d'une origine éolienne et écrit : « Une pareille masse de sable pur, couvrant une pareille superficie, pour trouver quelque chose de tout à fait analogue je suis entraîné à regarder au Sahara, qui n'est pas si loin. Un grand erg saharien a exactement ces dimensions. Le manteau de sable au Sénégal nous offrirait l'image de ce que devient un grand erg lorsque, le climat désertique disparaissant, il tombe sur la mer des dunes environ 500 mm de pluies annuelles, ce qui est la moyenne de Dakar. »

L'étude scientifique de ce vaste ensemble dunaire n'a été commencée qu'en 1953-1954. J. TRICART a analysé les alignements de dunes en bordure du Delta du Sénégal et a donné un aperçu général de l'erg qui couvre tout le Trarza et le Cayor, examinant son modelé, sa mise en place et son évolution[2]. Puis P. ELOUARD (1959, p. 156-157) a poursuivi les observations sur le massif dunaire du Trarza, distinguant à l'intérieur de ce vaste ensemble plusieurs « régions » selon le modelé et le degré de fixation des dunes[3]. Plus récemment S. DAVEAU (1965) a étudié les grands cordons dunaires de la partie occidentale de l'Aouker, au Nord de Kiffa (fig. 117). Les marges méridionales et orientales de l'erg du Cayor ont été examinées par des pédologues : d'abord dans la région de Thiès par P. BONFILS et J. FAURE (1956), ensuite dans les environs de Dahra par P. AUDRY (1962). Au cours de nos diverses tournées, nous avons parcouru surtout les dunes bordant la vallée du Gorgol inférieur[4] et la vallée alluviale du Sénégal[5], ainsi que celles traversées par le Karakoro au Sud de Kiffa[6]. Grâce à ces différentes recherches menées par des géologues, pédologues et géographes, ces grands ergs commencent à être mieux connus.

1. Cf. L. HÉBRARD, 1966 b.
2. Cf. J. TRICART, M. BROCHU, 1955, et J. TRICART, 1961 a.
3. Signalons que C. VACHÉ-GRANDET (1959) avait commencé en 1958 une étude surtout sédimentologique de l'erg du Trarza, mais ce travail n'a pas été poursuivi.
4. P. MICHEL, 1956 c.
5. P. MICHEL, 1957 b.
6. P. MICHEL, 1960 b.

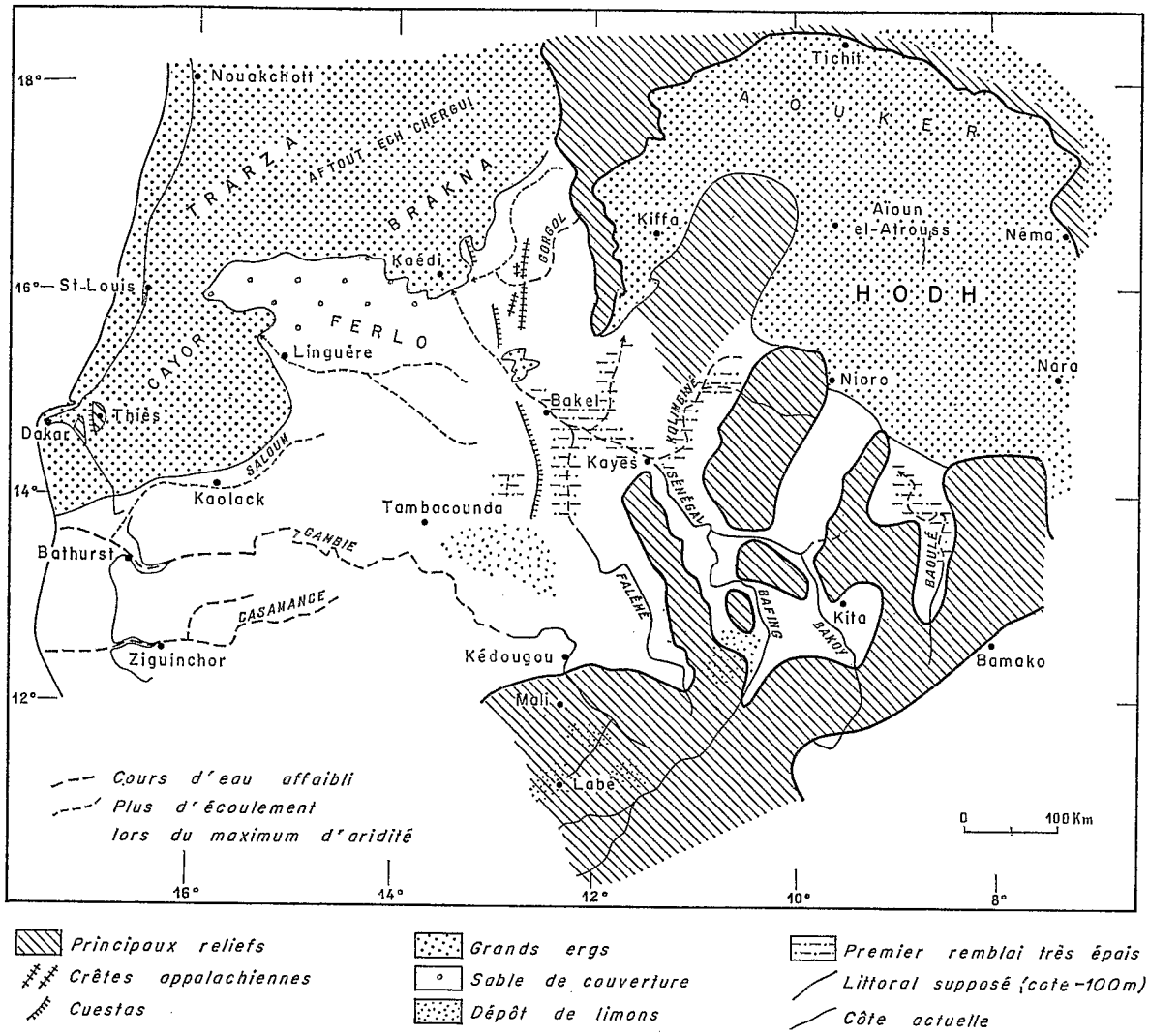


FIG. 117. — Réseau hydrographique et dépôts lors de la grande phase aride de l'Ogolien.

1. ASPECTS GÉNÉRAUX

Quels sont les principaux caractères de cette génération de dunes ? *En surface leur sable est généralement teinté par les oxydes de fer en rouge, brun-rouge ou orangé.* La ***rubéfaction*** est beaucoup plus nette sur le sommet des dunes que dans les interdunes, appelés *gouds* en langue maure. A cause de cette coloration, qui distingue ces massifs dunaires des formations éoliennes plus récentes, on les a souvent désignés du nom de « dunes rouges ». J. TRICART a employé ce terme dans ses études et nous continuons à l'utiliser. En profondeur, les teintes deviennent souvent plus claires, passant à des couleurs beiges, parfois blanc-jaune.

Voici la coupe de la dune de Lérabé, que nous avons relevée à la bordure sud de la basse vallée du Sénégal (fig. 118) :

0,00-0,50 m	sable gris-brun
0,50-2,50	sable rouge brique
2,50-5,50	sable beige-orangé, avec des taches blanches

Les « dunes rouges » se présentent d'habitude en grands alignements, orientés NE-SW (fig. 118), *dans le sens des alizés continentaux, vents dominants de saison sèche*[1]. Vu d'avion le modelé uniforme et régulier de ces ***dunes longitudinales*** « en vagues » évoque une tôle ondulée aux dimensions gigantesques. Chaque ondulation s'étire souvent sur plus d'une dizaine de kilomètres. Les alignements dunaires sont très nets dans certaines régions du Trarza, particulièrement dans l'Ogol situé au Nord du lac Rkiz. C'est pourquoi dans sa stratigraphie des formations du Quaternaire, P. ELOUARD (1959, p. 167) a adopté le terme ***Ogolien*** pour désigner l'étage des « dunes rouges ». Ces dunes sont maintenant fixées par une steppe arbustive ou une savane arborée dans toutes les parties d'ergs situés à l'intérieur du bassin-versant du Sénégal. Leurs formes se sont émoussées progressivement, par ablation du sable sur les cordons et colmatage des interdunes. Aussi les pentes des flancs dunaires n'atteignent-elles que rarement 10° et restent généralement comprises entre 5° et 8° ; elles s'abaissent parfois davantage encore.

Ces dunes longitudinales aux formes régulières présentent un *dispositif cannelé*, selon R. CAPOT-REY (1970). L'intervalle entre deux chaînes, assez constant, est en moyenne de 2 à 3 km ; la dénivellation des chaînes par rapport aux couloirs ne dépasse pas une trentaine de mètres. Enfin ces cannelures sont allongées dans la direction du vent dominant. Ces cordons très réguliers et aplatis sont appelés des alâb (sing. : elb) par les Maures[2].

Ces anciens ergs s'étendent depuis le littoral atlantique jusqu'à l'escarpement gréseux du Dhar Néma, qui ferme à l'Est la vaste boutonnière du Hodh (fig. 117). Ils recouvrent des formations géologiques variées : en partant de l'Ouest, d'abord les dépôts de grès glauconieux du Tafaritien, puis les grès bariolés du Continental terminal, les grès littoraux du Lutétien, les formations métamorphiques de la série de Bakel-Mbout (Paléozoïque) et les séries sédimentaires tendres du Cambrien (pl. II). *Le plateau étiré de l'Assaba sépare cette succession de massifs dunaires en deux ensembles*, de dimensions à peu près égales : à l'Ouest, les ergs du Trarza, du Brakna et du Cayor se terminant sur la « Petite Côte » au Sud-Est de Dakar ; à l'Est, les ergs de l'Aouker, du Karakoro et du Hodh méridional venant buter contre les reliefs gréseux du Plateau Mandingue (fig. 117).

2. LES ERGS OCCIDENTAUX

Voyons d'abord l'extension et le modelé du premier ensemble dunaire. La basse vallée du Sénégal le coupe en deux parties, séparant l'erg du Trarza de celui du Cayor.

a. Les massifs du Trarza et du Brakna

A la bordure septentrionale de la vallée, dans le *Trarza*, les alignements dunaires se suivent régulièrement. Mais leur direction se modifie légèrement d'Ouest en Est : elle oscille entre N 27° à 35° E à l'Ouest du lac Rkiz, s'infléchit à N 45° E à l'Est de ce lac, puis à N 55° à 65° E dans la région de Bogué (fig. 118). C'est dans la partie occidentale de l'erg qu'on observe les dunes les plus hautes et les interdunes les plus étroits. La largeur des *gouds* y est approximativement la même que celle des dunes et varie de 0,5 à 1,5 km.

L'ensemble s'élève lentement vers le Nord–Nord-Est. Aux abords de la vallée, « les sommets de dunes s'établissent vers la cote 15-25 et vers 40-50 m à 40 km plus au Nord »[3]. Ces dunes présentent toujours des formes bien convexes, sans dissymétrie ; leur hauteur relative s'échelonne entre 10 et 25 m. Mais l'aspect de ce grand erg n'est pas uniforme : des zones à dunes vigoureuses s'opposent à des zones présentant une topographie plus molle.

1. Cf. 1re partie, chap. II, A 2 a.
2. Cf. Th. MONOD, 1958.
3. J. TRICART, M. BROCHU, 1955, p. 149.

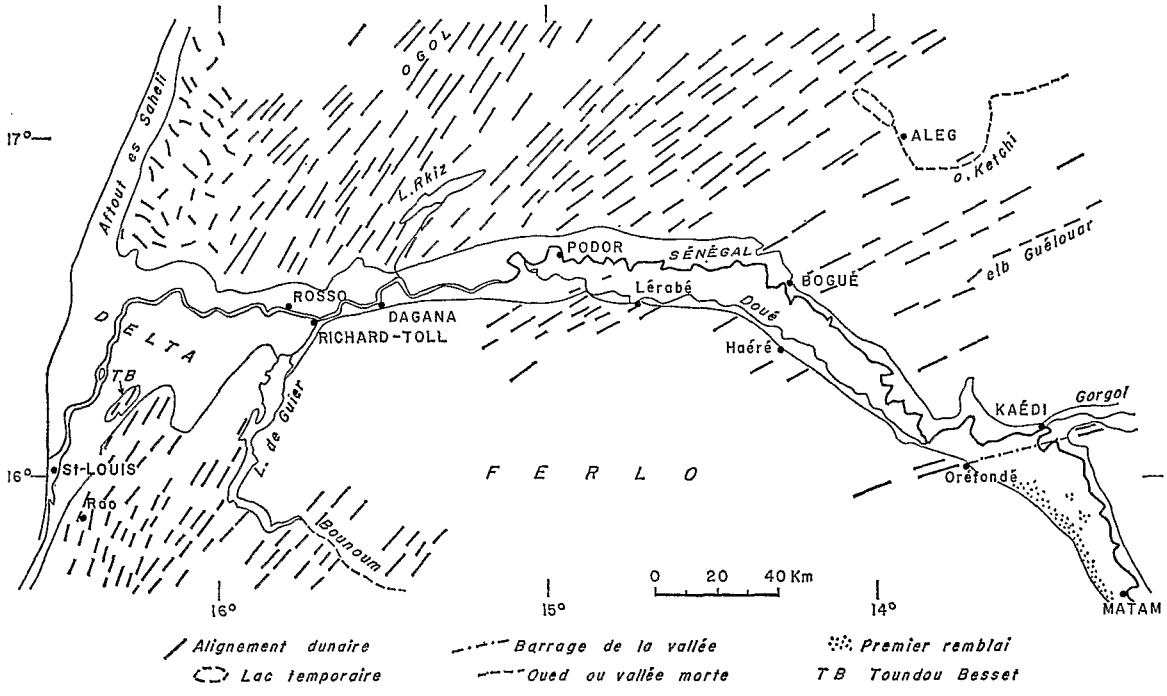


FIG. 118. — Les ergs de dunes rouges ogoliennes en bordure de la basse vallée du Sénégal.

Dans la région littorale, en bordure de la dépression de l'Aftout es Saheli, le modelé dunaire est beaucoup plus confus. La direction principale des alignements y est souvent oblitérée ; elle interfère avec une direction perpendiculaire NW-SE (fig. 118). C'est pourquoi des dunes généralement courtes et élevées enserrent de petites cuvettes globuleuses aux contours très irréguliers (feuille Saint-Louis). Comment expliquer l'existence dans ce secteur d'un relief vigoureux, sans ordonnance ? Des irrégularités ont pu se produire dès la mise en place du système dunaire dans cette zone côtière, bien que le littoral ait dû se situer alors à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de la côte actuelle (fig. 117). Mais elles résultent surtout de remaniements à une époque récente, sous le souffle des alizés maritimes venant du Nord-Ouest[1].

L'erg du Trarza masque toutes les formations antérieures, notamment les dépôts du Quaternaire ancien qui n'apparaissent que dans le couloir allongé SW-NE de l'Aftout ech Chergui[2]. Là, quelques dunes rouges isolées dominent les affleurements de calcaires lacustres parfois disséqués (fig. 101 a). Dans la partie méridionale de la dépression, ces dépôts calcaires ont été érodés et les alignements dunaires se continuent, séparant la basse vallée du Sénégal de la cuvette occupée maintenant par le lac Rkiz (feuille Dagana).

Dans le *Brakna* (fig. 117), le modelé des dunes est généralement moins net et moins régulier que dans le Trarza. Les interdunes s'élargissent. L'erg se fragmente de plus en plus vers le Sud-Est ; de larges couloirs séparent de petits massifs étirés qui ne groupent que quelques cordons dunaires, tel l'elb Guélouar (fig. 118).

b. Le barrage du Sénégal et le massif du Cayor

L'erg du Trarza se raccordait dans la région de Saint-Louis à celui du Cayor (fig. 117). Des alignements de dunes rouges se suivent à la bordure méridionale du *Delta* du Sénégal entre Ross Béthio et Rao (fig. 102). Leur direction est de N 35° à 45° E, mais devient progressivement NNE dans la région située au Sud de Rao (fig. 118). De nombreux îlots de dunes

1. Cf. chap. II, C 3 a.
2. Cf. 4e partie, chap. II, A 1 a.

rouges se dressent encore dans la partie méridionale du Delta, entourés de dépôts marins ou fluviatiles plus récents ; le plus important est celui de Toundou Besset s'allongeant entre les marigots du Djeuss et du Lampsar (fig. 102).

Les alignements dunaires avaient alors coupé entièrement la *basse vallée* du Sénégal. Les dunes de la bordure méridionale de la vallée se situent en général dans le prolongement de celles de la rive nord et présentent la même orientation. Au Nord-Ouest de Bogué plusieurs dunes très vigoureuses n'ont pas été entièrement érodées lors de la reprise de l'écoulement vers la mer et dominent à leurs extrémités les terrains plus récents du lit majeur d'une dizaine de mètres. Surtout, plusieurs dunes résiduelles subsistent en pleine vallée alluviale[1], notamment au Nord–Nord-Ouest de Guédé, au Nord-Ouest de Siouré et près de Haéré (feuille Podor). Ainsi le sable dunaire n'a été que partiellement déblayé dans cette partie de la vallée.

Près des îlots de dunes on le trouve à faible profondeur sous les alluvions du Sénégal, comme le montre la coupe d'un puits d'étude fait dans les environs de Haéré :

0,00-0,25 m	argile brune à petites fentes de retrait
0,25-0,50	sable fin et argile
0,50-1,50	sable blanc à taches ocres
1,50-1,80	mélange de sable blanc et rouge
1,80-2,45	sable dunaire rouge

La plupart des sondages de Bogué, qui se situent dans le prolongement d'un cordon de dune rouge (fig. 114), ont traversé une nappe de sable, sous des dépôts argileux et avant d'entrer dans les formations graveleuses de base (fig. 115). Cependant quatre d'entre eux, groupés à 100 m en aval, n'ont pas rencontré cette nappe sableuse : les argiles y reposent directement sur les graviers. Sans doute les sables dunaires ont-ils été déblayés à cet endroit au cours du recreusement du lit fluvial lorsque le climat est redevenu moins aride[2].

Jusqu'où s'est étendu ce manteau dunaire dans la vallée du Sénégal ? *Le fleuve a été barré principalement à la hauteur de Kaédi* (fig. 118). Immédiatement au Sud de cette escale s'étire, côté mauritanien, un petit massif dunaire formé d'alignements ENE-WSW[3], qui se prolonge sur la rive sénégalaise près d'Oréfondé. *Ce même petit massif a coupé, un peu plus à l'Est, la basse vallée du Gorgol* (fig. 98 c). Mais le bassin du Gorgol n'a été que peu ensablé, les plateaux gréseux de Tagant et de l'Assaba arrêtant le sable déplacé par les vents continentaux du Nord-Est (fig. 117). Seules quelques dunes courtes se sont édifiées derrière les crêtes appalachiennes des Monts Oua Oua.

A la bordure de la vallée du Sénégal, en amont de Kaédi, n'apparaissent plus que de légères ondulations dunaires sur la rive mauritanienne, notamment dans la région de Maghama (feuille Sélibabi). Elles s'estompent vite en s'éloignant de la vallée. Cependant vers Harr s'allonge un dernier petit massif au modelé très mou ; sur les hauteurs, le sable est rubéfié alors qu'il pâlit dans les dépressions. Enfin près de Moudéri, à une trentaine de kilomètres en aval de Bakel, quelques buttes arrondies, disposées en chapelet, s'élèvent à 5 m au-dessus des terrains submersibles du lit majeur du Sénégal[4]. Leur sable brun-rouge, homométrique sur une épaisseur de plusieurs mètres, permet de les considérer comme les restes des derniers cordons dunaires s'avançant dans la vallée.

Sur la rive gauche du fleuve, entre Bakel et Oréfondé, le sable du bas glacis a été remanié localement par le vent[5], mais nulle part il n'a été amoncelé en dunes. En aval, d'Oréfondé jusqu'au massif de Ndioum, ne s'étirent que quelques dunes isolées prolongeant les cordons dunaires du côté mauritanien (feuille Podor). Ailleurs s'étale une nappe de sable, qui masque la cuirasse ferrugineuse ou l'épandage de gravillons du glacis polygénique[6]. Ces

1. P. MICHEL, 1957 b, p. 17.
2. Cf. chap. II, A 1 a.
3. P. MICHEL, 1956 c.
4. Elles ont déjà été signalées par P. AUDRY, 1961, p. 166.
5. M. PASCAL, 1966, constate que « par place ce sable est bien trié et présente les caractères d'un sable éolien, notamment dans les sondages M 3 et M 4 entre Kanel et Vendou Bosséabé ».
6. Cf. 4e partie, chap. II, A 1 b.

sables de couverture s'étendent sur tout le *Ferlo septentrional* (fig. 117) ; leur épaisseur ne dépasse guère 3 m[1]. La présence à faible profondeur d'une cuirasse compacte ou de gravillons a gêné la formation d'un modelé dunaire continu. Les apports par le vent ont dû être très limités puisque ces sables de couverture correspondent essentiellement à un erg plus ancien, nivelé au cours de la période humide précédant l'Ogolien[2].

Les massifs de dunes rouges se prolongent, par contre, au Sud du Delta. Ils ont recouvert tout le *Cayor* et se sont étendus jusqu'à proximité de la vallée morte du Saloum (fig. 117). Le modelé dunaire est encore très vigoureux dans la région des Niayes entre l'embouchure du Sénégal et Kayar (fig. 119), mais s'estompe progressivement dans la presqu'île du Cap-Vert[3]. Les cordons de dunes éoliennes sont orientés NE-SW et présentent généralement une disposition régulière. Ils dépassent localement l'altitude 50 m dans la région de Mboro (fig. 119). *Au Sud-Est du Delta les cordons dunaires ont barré la vallée du Bounoum en aval de Linguère* (fig. 118). Quelques grandes dunes rouges s'allongent à la bordure occidentale du lac de Guier (fig. 102). Celle de Gnit s'élève à environ 14 m, dominant le lac d'une douzaine de mètres (fig. 104). Le sondage S B implanté près du sommet de l'alignement a traversé le sable dunaire sur une épaisseur de 10 m avant d'atteindre le niveau de graviers et gravillons ferrugineux formant le plancher.

Les cordons dunaires s'aplatissent dans la région de Dahra, où leurs pentes sont de l'ordre de 5 à 6 %[4]. Les dunes passent alors à une nappe sableuse légèrement ondulée, qui couvre la cuirasse ferrugineuse et les calottes de calcaire lacustre (fig. 101 b). Plus au Sud, dans le Baol, l'ancien modelé dunaire est généralement aplani. Il ne se marque plus que par des différences de sol entre les terrains sableux assez bien drainés et les dépressions allongées aux sols bruns hydromorphes, qui correspondent à d'anciens interdunes colmatés[5]. Vers l'extrémité méridionale de l'erg, le sable dunaire s'étale aussi sur une cuirasse ferrugineuse (fig. 93). A 30 km au Nord de Kaffrine, J. Dubois (1948, p. 588) a décrit un profil de sol beige[6] sous savane forestière, sur « dunes anciennes très aplaties et peu épaisses » recouvrant une cuirasse.

3. LES ERGS DU HODH

Le second ensemble dunaire occupe la majeure partie de la grande boutonnière du Hodh (fig. 117) : limité par les rebords escarpés de l'Assaba, du Tagant, des Dhar Tichit et Oualata, ces ergs cernent les reliefs gréseux de l'Afollé. *La grande dépression subséquente du Karakoro a été entièrement envahie par les sables.* La rivière avait alors cessé de couler. Les alignements de dunes longitudinales présentent une direction ENE, devenant NE et même NNE en allant vers l'Ouest. Sans doute le grand obstacle du plateau de l'Assaba, aligné N-S, a-t-il causé ce changement d'orientation. Sa présence explique l'amoncellement de sable et le prolongement de l'erg jusqu'à la pointe méridionale du massif[7]. Les dunes sont parfois vigoureuses et s'élèvent jusqu'à 30 m au-dessus de l'entaille récente du Karakoro (fig. 158).

Les grands alignements dunaires de la partie occidentale de l'*Aouker* ont été étudiés par S. Daveau (1965). A la différence des cordons longitudinaux du Trarza et du Karakoro, ce sont des dunes transversales à direction NNW-SSE. Larges de 1 à 1,5 km, elles sont séparées par des dépressions relativement étroites : 0,3 à 0,5 km. Leur large sommet horizontal est

1. Elle est, par exemple, de 2,40 m au forage de Bowdé Doudal, 3 m au puits de Bokinédo ; cf. aussi la carte géotectonique de A. Cornet, 1964.
2. Cf. 4e partie, chap. II, A 3 c.
3. Cf. P. Michel, 1955 ; E. Gomez, 1969 ; J. Quenum, 1969 ; M. M. Sall, 1969 ; E. Lassalle, 1970.
4. P. Audry, 1962, p. 11-12.
5. P. Bonfils, J. Faure, 1956 ; cf. 2e partie, chap. III, A 1 b et 2 b.
6. C'est un sol ferrugineux tropical faiblement lessivé.
7. P. Michel, 1960 b.

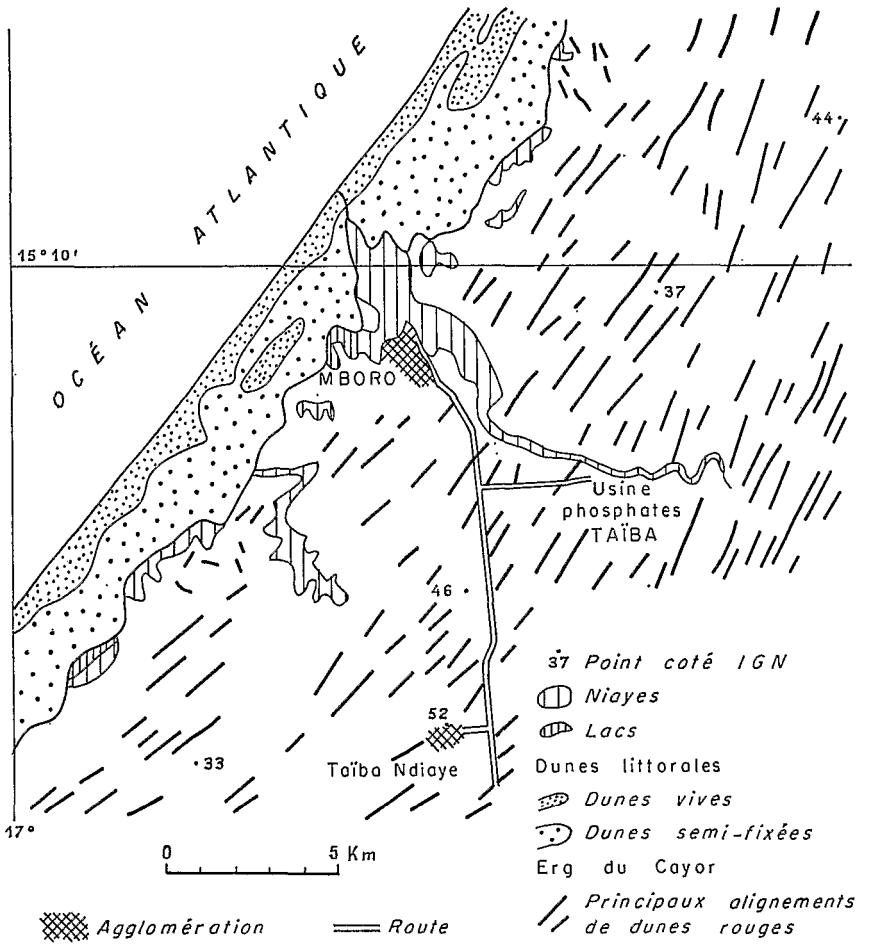


FIG. 119. — Les niayes et l'erg ogolien du Cayor dans la région de Mboro.

« encadré par deux pentes dissymétriques, la pente au vent étant beaucoup plus douce »[1]. La hauteur moyenne des bourrelets sableux est de l'ordre de 40 à 50 m. Ils atteignent toujours une longueur de plusieurs dizaines de kilomètres. Vers l'Est, la régularité de ces alignements transversaux disparaît, le modelé dunaire devient de plus en plus enchevêtré et passe à l'aklé. Ce n'est que dans *la partie méridionale du Hodh* qu'on retrouve des cordons longitudinaux orientés ENE-WSW. Les dunes s'y aplatissent de plus en plus en allant vers le Sud. Elles atteignent le 14e parallèle au Sud de Nara (fig. 117), c'est-à-dire la même latitude que dans la zone littorale sur la « Petite Côte » sénégalaise. Dans la région de Nioro-du-Sahel elles prennent une orientation E-W.

Ces divers ergs s'étalant dans la vaste boutonnière du Hodh sont encore mal connus. Ils se situent en dehors du bassin actuel du fleuve Sénégal, sauf le petit massif entaillé par le Karakoro en aval de Kiffa et les ondulations dunaires des environs de Nioro et du Djéli Mahé que traverse le cours supérieur de la Kolinbiné, qu'on appelle Wadou (pl. I). Ce sont des régions plus ou moins aréiques, localement endoréiques dans la partie sud-est, la plus arrosée[2]. Il y subsiste des vestiges d'anciens réseaux hydrographiques hiérarchisés, entaillant les divers systèmes dunaires[3] et se rattachant aux réseaux de la Kolinbiné et du

1. 5 à 15° dans ses parties les plus raides, contre 20 à 30° pour la pente sous le vent.
2. Des écoulements locaux peuvent s'y produire sporadiquement.
3. Cf. chap. II, A 1 a.

Baoulé (fig. 93). Mais lors de la formation des ergs l'écoulement du Baoulé vers le Nord était bloqué par les cordons dunaires. Il est probable qu'il ne rejoignait pas encore le Bakoy et se perdait dans la région de la grande boucle, c'est-à-dire dans la partie la plus septentrionale de son cours (fig. 117).

4. ÉTUDE DU MATÉRIEL

Les « dunes rouges » se sont ainsi étalées sur de vastes surfaces. Leur matériel sableux est-il partout homométrique ou présente-t-il des différences de tri a l'échelle locale et régionale ? L'analyse granulométrique d'une série d'échantillons permet de le préciser et de mesurer l'importance de l'action éolienne.

a. Granulométrie

Le mode des dunes rouges se situe toujours entre 0,16 et 0,25 mm (fig. 120 A). Le sable prélevé sur un îlot dunaire au milieu du lit majeur du Sénégal (n° 1074) dans la région de Bogué est très homométrique. *Ce vannage important montre que les vents balayaient sans cesse les terrains de l'ancienne vallée.* Dans les dunes en bordure du lit majeur, le sable est généralement un peu plus fin en profondeur (n° 998 a) qu'en surface (n° 1162) ; l'échantillon pris à 5,40 m de profondeur présente encore un bon tri. D'après les prélèvements dans les sondages de Bogué (n°s 1033, 1034, 1049), le matériel reste fin dans la partie inférieure du dépôt, mais contient parfois une petite fraction de sable grossier, plus abondant pour l'échantillon 1034 se situant à la base de la formation (fig. 115, S 12). Sans doute les éléments les plus gros des anciennes alluvions du fleuve n'ont-ils pu être déplacés par la déflation éolienne.

En amont de Bogué, vers le haut bassin du Sénégal, la granulométrie des dunes présente une homogénéité moindre (fig. 121 A). Dans les environs de Maghama, le vannage a été plus faible (n° 983). La granulométrie des îlots dunaires de Moudéri (n° 942) est nettement plus fine ; il est normal que dans cette zone limite des accumulations éoliennes, le vent n'ait déplacé que des grains de petite taille. A l'Est de l'Assaba, dans les dunes du Karakoro (n° 463) le tri est assez faible et le dépôt renferme une fraction de 10 % de sable grossier (> 0,5 mm). Il s'agit sans doute, comme pour les sondages de Bogué, d'un simple remaniement éolien d'une ancienne nappe alluviale. Par contre le matériel du Djéli Mahé (n° 437) montre un vannage beaucoup plus poussé : l'action du vent a dû être forte dans cette plaine que suit le cours supérieur de la Kolinbiné.

La granulométrie des dunes du Delta est comparable à celle des alignements dunaires de la région de Bogué. L'étude d'une série d'échantillons des cordons de Toundou Besset montre que le sable est plus gros et mieux trié sur le sommet de la dune (n° 998) que sur son flanc (n° 996), à profondeur égale[1]. Mais au bord méridional de la basse vallée, les sables de couverture (n° 1134) sur la cuirasse du glacis polygénique sont plus hétérométriques et le pourcentage d'éléments fins augmente en conséquence. Pour l'erg du Cayor, « il semble que le sable... devienne de moins en moins bien trié et de plus en plus grossier en allant de Saint-Louis vers la presqu'île du Cap-Vert »[2]. Le sable est assez hétérométrique, dans la région de Thiès ; P. Bonfils et J. Faure (1956) y ont distingué plusieurs « types » et montré que l'action éolienne a diminué du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

1. Les 2 échantillons ont été pris à 2,20 m. Près de la surface le sable a souvent été remanié et contient des débris de poterie.
2. A. Cornet, 1964, p. 11 ; dans cette notice de la carte géotectonique on a comparé des courbes granulométriques du Cap-Vert, des niayes de Mboro (P. Michel) et du Delta du Sénégal (J. Tricart).

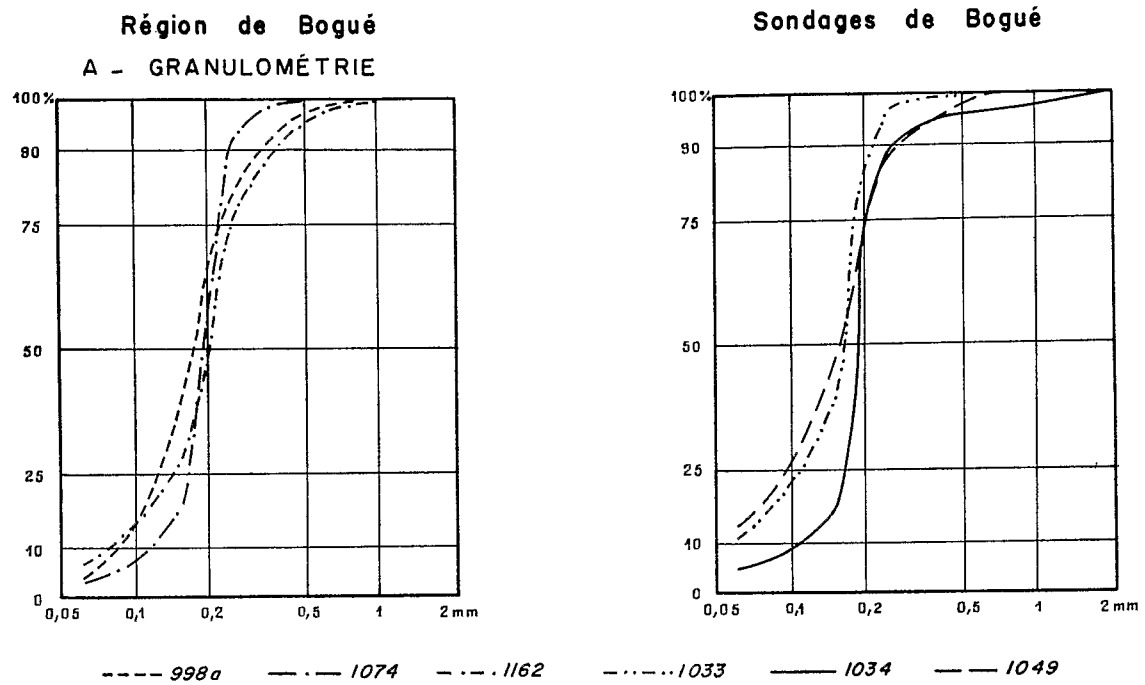


FIG. 120. — Dunes rouges (Ogolien) : secteur de Bogué. Analyses granulométriques et morphoscopiques.

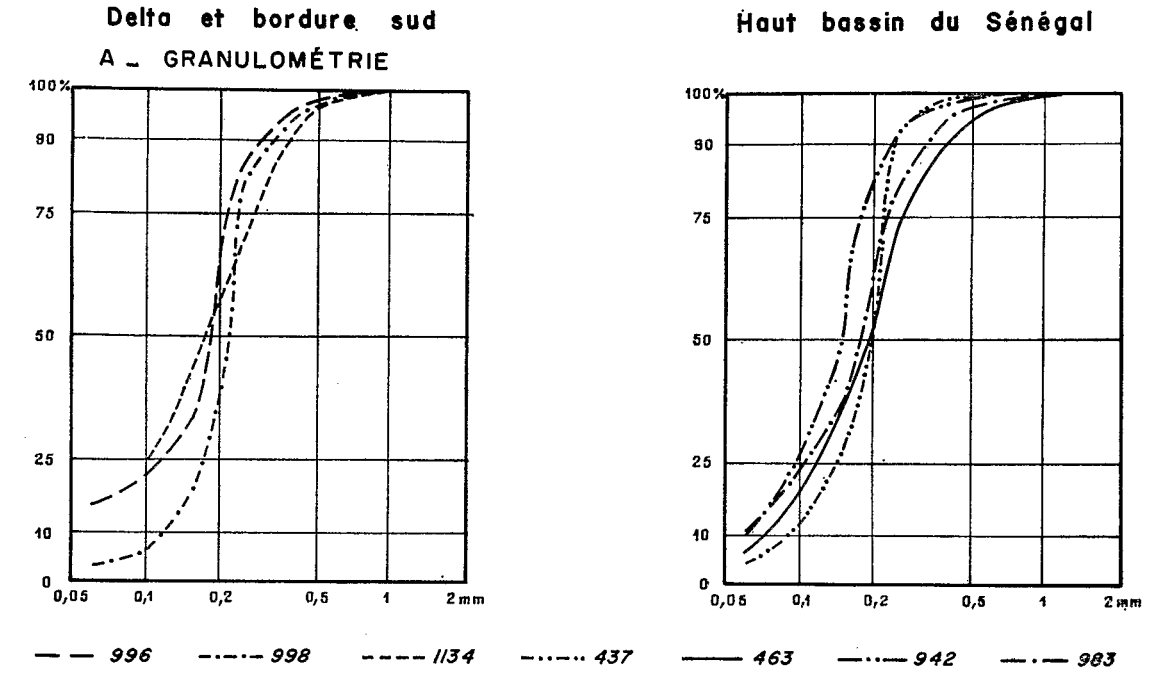


FIG. 121. — Dunes rouges (Ogolien) : Delta et haut bassin du Sénégal. Analyses granulométriques et morphoscopiques.

b. Morphoscopie

L'étude morphoscopique apporte des précisions sur l'origine du matériel (fig. 120 B et 121 B). Voyons d'abord ses caractères généraux : le sable dunaire contient aux grandes tailles (> 0,6 mm) généralement quelques granules ferrugineux provenant de l'érosion d'anciennes cuirasses. Les grains de quartz sont presque tous plus ou moins usés ; le pourcentage des arrondis est encore important aux petites tailles. Certains grains sont nettement corrodés, leurs surfaces présentent des boursouflures ou au contraire des cavités irrégulières. *Le matériel est donc remanié de formations plus anciennes qui ont subi une certaine altération biochimique lors des périodes humides. L'action éolienne se superpose ainsi à un façonnement antérieur.* C'est pourquoi les « états de surface » des grains sont très diversifiés dans un même lot de sable.

L'échantillon 1074, prélevé sur une dune résiduelle dans la vallée du Sénégal, peut être pris comme type (fig. 120 B). Il est constitué surtout de grains arrondis ou à coins arrondis et ne contient que quelques ovoïdes ou ronds. Les picotés-luisants prédominent ; la proportion de mats éoliens est faible. On y trouve, en outre, quelques mats chimiques hérités. Pour les formations traversées par les sondages de Bogué (nos 1034, 1049), le façonnement des grains est semblable. Mais le pourcentage des mats éoliens augmente aux grandes tailles et les mats chimiques y sont aussi plus nombreux.

Le matériel des *dunes de Toundou Besset,* dans la partie sud-ouest du Delta (fig. 102), présente la même variété de grains (n° 996, fig. 121 B). Le sondage pétrolier a montré que dans ce secteur le sable dunaire recouvre des dépôts marins ou deltaïques plus fins et plus hétérométriques[1]. Si l'on compare la morphoscopie des deux formations (fig. 103 B), on constate la même prédominance de coins arrondis et de picotés-luisants. Le sable dunaire ne se distingue que par le pourcentage très faible des non-usés et celui un peu plus élevé des arrondis et des mats éoliens. Ainsi ces dunes se sont bien édifiées par vannage et remaniement du matériel *in situ*[2].

Dans l'*erg du Karakoro* les grains sont beaucoup plus usés (n° 463). Les arrondis prédominent sur les coins arrondis et les ovoïdes et ronds sont fréquents pour les dimensions de 0,4 à 1 mm ; l'usure est un peu plus faible aux grandes tailles (> 1 mm). Les grains arrondis sont probablement hérités des formations gréseuses du Paléozoïque. Pour les aspects de surface les mats chimiques et éoliens sont les plus nombreux, sauf aux petites tailles où abondent les picotés-luisants. Ce matériel hétérogène semble correspondre à d'anciens épandages, peut-être d'une des branches du Sénégal qui se serait dirigée vers le Nord en aval de Kayes (fig. 117) ; puis le vent a amoncelé le sable en cordons dunaires.

L'allure des grains est très différente dans les *petites dunes de la région de Maghama* (n° 983). Ils sont d'abord beaucoup moins usés : les coins arrondis prédominent nettement à toutes les tailles. Surtout, la plupart d'entre eux sont des mats chimiques souvent corrodés ; les picotés-luisants ne deviennent plus nombreux qu'aux petites dimensions et on n'y trouve que quelques mats éoliens. Cet aspect mat chimique est hérité des grès littoraux du Lutétien qui affleurent dans la région (fig. 75 B) ; mais la corrosion des grains s'est vraisemblablement poursuivie pendant les périodes humides ultérieures et certains d'entre eux ont pu se fragmenter. Donc ce matériel est essentiellement d'origine locale et son façonnement éolien est peu marqué dans l'ensemble.

La morphoscopie des grains de quartz prouve que les dunes rouges du bassin du Sénégal se sont formées surtout par ***remaniement à faible distance de dépôts mis en place précédemment,*** *sous forme d'épandages de ruissellement diffus et d'alluvions fluviales ou fluvio-deltaïques.* Les apports lointains par le vent semblent minimes[3]. Dans le Trarza occidental, les alignements dunaires ont pu se former à partir des dépôts sableux du golfe tafaritien[4]. J. TRICART (1961 a, p. 22) a étudié une série d'échantillons de cet erg et a déduit de leur examen morphoscopique « une usure marine pas très intense, probablement en fond de golfe (à cause de l'usure peu poussée des grains) à laquelle se serait superposée postérieurement une action éolienne (picotis estompant le luisant) ».

1. Cf. 4e partie, chap. II, A 1 c.
2. Notons que la fraction argileuse de l'échantillon 996 est composée essentiellement de montmorillonite, tout comme celles des dépôts sous-jacents ; cf. tableau 25.
3. P. BONFILS, J. FAURE, 1956, sont arrivés aux mêmes conclusions en examinant le sable des dunes aplanies de la région de Thiès.
4. Cf. 4e partie, chap. II, A 2 a.

c. Autres caractéristiques

Une partie du matériel est teintée en rouge plus ou moins vif par les oxydes de fer. Aux grandes tailles souvent la moitié des grains est colorée ainsi ; la proportion de grains rubéfiés diminue en même temps que se réduisent leurs dimensions. Cette ***rubéfaction*** peut avoir des *origines multiples*. Si la ferruginisation est très prononcée, il s'agit surtout d'héritages. C'est le cas des dunes de Maghama, formées sur les grès rouges du Lutétien (feuille Sélibabi). Beaucoup de grains ont été imprégnés par les oxydes de fer lors des phases de cuirassement du Pliocène supérieur et du Quaternaire ancien. Dans le matériel remanié des sédiments gréseux du Tafaritien, au Trarza occidental, la présence de glauconie peut aussi expliquer la rubéfaction : l'oxydation de ce minéral aurait coloré en rouge une certaine proportion de grains. D'autres n'ont été rubéfiés qu'au cours de la dernière période humide, postérieure à la formation de l'erg[1]. C'est pourquoi la ferruginisation des grains présente des aspects très divers : certains sont complètement souillés par les oxydes de fer ; dans d'autres ces oxydes ne remplissent que des fissures et des cavités ; sur d'autres encore n'apparaît qu'un film mince et discontinu.

Ces sables dunaires contiennent parfois des *agrégats de petits grains* à ciment siliceux. Ils se sont probablement constitués sous l'action d'une nappe phréatique, lorsque le climat est redevenu plus humide. Les racines de la végétation fixant les dunes ont pu jouer un rôle important dans leur formation[2].

La teneur en ***minéraux lourds*** de ce matériel est toujours très faible ; les débris ferreux mis à part, ils n'apparaissent qu'aux petites tailles dans les dimensions inférieures à 0,40 mm. L'étude a porté sur des dunes se situant en bordure de la vallée du Sénégal, près de Lérabé, Bogué et Oréfondé (fig. 118). Leur cortège se caractérise par une prédominance très nette des minéraux les plus résistants à l'altération. Il comprend surtout de la tourmaline, du zircon et du leucoxène. Dans une proportion plus faible, de l'épidote, du rutile, de la staurotide, du disthène et de l'ilménite ; celle-ci ne se trouve en plus grande quantité que dans les dunes d'Oréfondé. Cette association ressemble à celle des dunes rouges du Trarza occidental, du Delta[3] et de la presqu'île du Cap-Vert[4]. Il faut cependant noter une teneur plus faible de leucoxène et surtout une proportion beaucoup plus élevée d'ilménite dans les dunes occupant ces régions littorales[5]. La *rareté de minéraux lourds* et l'*absence de minéraux légers fragiles* dans ces formations dunaires s'expliquent aisément si l'on considère l'origine du matériel : il provient surtout de remaniements successifs par les eaux, puis par le vent, d'une masse d'altérites formées pendant les périodes humides du Tertiaire et du Quaternaire ancien et moyen. Tous les minéraux altérables en ont été éliminés progressivement.

La ***fraction argileuse*** de ces sables triés par le vent est *minime*. Il nous paraît néanmoins intéressant de connaître sa composition (tableau 27). Elle est formée d'un mélange de kaolinite, d'illite et de montmorillonite. *L'illite, très stable en milieu sec, domine généralement.* Mais les échantillons des sondages de Bogué, provenant de la base des formations dunaires, sont riches en montmorillonite. Celle-ci dérive des séries marines de l'Éocène[6], soit directement, soit par l'intermédiaire d'alluvions anciennes, reprises dans les épandages du Sénégal remaniés par le vent au cours de l'Ogolien.

1. Cf. chap. II, A 1 b.
2. Cf. J. TRICART, 1961 a, p. 105.
3. J. TRICART, 1961 a, annexe I, p. 86-88.
4. Cf. J. TOURENQ, 1964 (éch. n° 6), et L. HÉBRARD, 1966 b, p. 40-47.
5. Ces apports d'ilménite seraient donc principalement d'origine marine. Ainsi se confirmerait que l'erg de a partie occidentale du Trarza s'est formée surtout à partir d'anciens dépôts littoraux ou néritiques.
6. Cf. 3e partie, chap. I, C 2 a, tableau 16.

Tableau 27. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Sable des dunes rouges (s) et sable argileux de base (sa).

Le chiffre indique la proportion sur 10.
p = présent (en très faible quantité).

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite ou édifice gonflant (+)
463 (s)	3	5	2 (+)
942 (s)	3	4	3 (+)
943 (s)	3	4	3 (+)
1162 (s)	3	4	3 (+)
1174 (s)	p	p	
1019 (sa)	2	1	7
1038 (sa)	3	1	6
1049 (s)	3	3	4
1050 (sa)	3	3	4

Lieux de prélèvement :

463 Sommet de dune rouge au Sud de Kankossa. 0,10 m prof.
942 Dune près de Moudéri, vallée du Sénégal. 0,10 m prof.
943 Même endroit. 1 m prof.
1162 Extrémité sud-ouest de la dune d'Afnia, vallée du Sénégal. 0,10 m prof.
1174 Flanc de dune près de Haéré, vallée du Sénégal. 0,20 m prof.
1019 Bogué, sondage S 1. 7,50-8,00 m prof.
1038 Bogué, sondage S 3. 3,45-4,15 m prof.
1049 Bogué, sondage S 11. 3,95-5,00 m prof.
1050 Bogué, sondage S 11. 6,00-6,70 m prof.

***

Ces ergs de dunes rouges se sont édifiés au cours d'une ***régression marine.*** J. TRICART a montré qu'aux abords du Delta, le fond des *gouds*, fossilisé par des dépôts plus récents, descend en dessous du niveau actuel de la mer[1]. Depuis lors, des observations faites ailleurs étayent cette interprétation. Dans les sondages de Bogué le niveau inférieur des sables dunaires se situe entre les cotes – 5 et – 9 m (fig. 115). La base de la dune ogolienne de Gnit, au bord occidental du lac de Guier, descend à la cote – 8 m, passant sous les dépôts fins, plus récents, de la cuvette lacustre (fig. 104). Mais c'est surtout l'étude des nombreux sondages de la presqu'île du Cap-Vert par L. HÉBRARD (1966 b, p. 24-27) qui apporte une preuve irréfutable : toutes leurs coupes indiquent l'existence « d'une masse de sable de granulométrie constante, ... et d'une épaisseur maximale de 50 m, moyenne de 30 m ». Le substratum de ces sables dunaires descend par endroits à – 50 m.

La période aride responsable de l'édification de ces vastes ergs pourrait donc coïncider avec le niveau le plus bas de la mer atteint au cours de la dernière grande régression (fig. 108) ; en tout cas le système dunaire s'avançait loin sur la plate-forme continentale partiellement émergée (fig. 117). Des coquilles d'*Arca senilis* et d'Huîtres, portant des traces probables de fixation sur des palétuviers, ont été draguées sur la « Petite Côte » au large de Mbour par des fonds de – 49 m[2] et datées au radiocarbone d'environ 25 000 ans B.P. Les recherches de J. P. MASSE (1968) ont permis de découvrir une thanatocoenose à la base du plateau continental au Sud de Dakar, vers des profondeurs de – 100 à – 120 m[3]. D'après F. P. SHEPARD

1. Cf. notamment J. TRICART, M. BROCHU, 1955, et J. TRICART, 1961 a.
2. I. MARCHE-MARCHAD, P. ELOUARD, H. FAURE, 1967.
3. Celle-ci comprend des Bryozoaires et surtout *Amphistegina gibbosa*, qui vit actuellement dans des fonds d'une dizaine de mètres au large des îles du Cap-Vert.

et J. R. CURRAY[1], le niveau de la mer serait descendu à – 110 ou – 120 m entre 20 000 et 17 000 ans B.P. *Ainsi la formation des ergs de dunes rouges peut être située approximativement* ***entre 21 000 et 15 000 ans B.P.*** (fig. 108) Elle correspond donc à la dernière avancée glaciaire du Würm dans les hautes latitudes[2]. Notons que d'après les observations de L. HÉBRARD (1968 b, p. 8) des dunes ogoliennes recouvrent localement le niveau de calcaire coquillier de l'Inchirien, daté de 31 000 à 33 000 ans B.P.[3], près de Moutounsi qui se situe au Nord-Est de Nouakchott (fig. 5).

Le Sénégal ne rejoignait plus l'océan lors de cette grande période aride. Le barrage de sa vallée par les alignements dunaires semble avoir été progressif. L'étude des sondages de Bogué permet de connaître une des étapes[4]. Au-dessus des formations graveleuses de base se situe généralement un niveau de sables hétérométriques, plus ou moins argileux ; ils sont recouverts par les sables homométriques (fig. 115) que nous avons étudiés précédemment. Les dépôts sablo-argileux, mal classés, représentent d'anciens épandages. La vallée était probablement déjà barrée à l'aval de Bogué par des cordons de dunes ; le fleuve abandonnait alors sa charge alluviale en vrac. Puis l'écoulement fluvial ayant cessé complètement dans ce secteur, le sable a été repris et trié par le vent qui a édifié de grandes dunes longitudinales. Le principal barrage dunaire s'est formé ensuite plus en amont, à la hauteur de Kaédi (fig. 118). Mais, lors du maximum d'aridité, *des petites dunes ont envahi la vallée du Sénégal près de Moudéri, à une trentaine de kilomètres seulement en aval de Bakel* (fig. 117). Il est probable qu'à cette époque l'écoulement avait tari dans le secteur de Matam. Le lit du Ferlo et celui du Gorgol, en aval des Monts Oua Oua, s'étaient sûrement asséchés.

Toutes ces observations permettent d'affirmer qu'à l'époque la plus aride s'est produit un ***décalage des domaines morphoclimatiques actuels de 4° à 5°*** *vers les basses latitudes.* Les alizés continentaux du Nord-Est soufflaient alors en permanence sur la moitié septentrionale du bassin du Sénégal ainsi que dans la région côtière jusqu'à l'embouchure du Saloum[5]. Ces vents réguliers ont amoncelé le sable en alignements de dunes longitudinales dans toutes les régions couvertes par une nappe sableuse suffisamment épaisse[6]. L'aridité s'atténuait progressivement vers le Sud ; mais la sécheresse se manifestait dans le bassin du Sénégal en amont de Bakel et aussi dans le bassin de la Gambie par la mise en place de dépôts variés, d'origine alluviale, colluviale ou éolienne.

C. AUTRES TÉMOINS

Le débit des cours d'eau devait être très réduit. Ils connaissaient alors le régime d'oueds des pays désertiques. A cause du barrage dunaire, le bassin du Sénégal a été soumis à l'endoréisme pendant cette importante phase aride. *Le fleuve et ses divers affluents ne charriaient plus que des éléments fins et abandonnaient très vite leur charge solide. On assiste ainsi à un remblaiement général des vallées ;* l'épaisseur de ce dépôt dépasse 10 m dans certaines régions. Il semble que la Gambie atteignît toujours la mer puisqu'elle n'a pas été barrée par les ergs de dunes rouges (fig. 117). Mais elle était sûrement affaiblie par la sécheresse. Tout comme le Sénégal, elle ne transportait plus que du matériel fin et déposait la majeure partie de ses alluvions dans son cours moyen.

1. *In* H. FAURE, P. ELOUARD, 1967.
2. Appelée étage néowürmien par Y. GUILLIEN, 1968.
3. Cf. 4e partie, chap. II, A 2 a.
4. P. MICHEL, 1967 b ; P. MICHEL, P. ASSÉMIEN, 1969.
5. Cf. l'anémogramme de la station d'Akjoujt, 1re partie, chap. II, A 2 a, fig. 8.
6. C. VACHÉ-GRANDET, 1959, avait émis l'hypothèse que les dunes rouges correspondent à des « rides » transversalse formées par les vents de mousson ou les alizés du Sud-Est, venant de l'hémisphère austral ! J. TRICART, 1960 a, a déjà montré qu'une telle hypothèse ne peut être prise en considération.

Nous avons appelé cette formation le « premier remblai » (fig. 63). Son sommet domine généralement de plusieurs mètres le lit majeur (fig. 110). C'est une terrasse climatique, tout comme les terrasses antérieures qui se raccordent aux glacis étagés[1]. Mais elle se distingue nettement des terrasses graveleuses plus anciennes par la finesse de son matériel et le degré plus faible de l'induration. Ses éléments n'ont été que très partiellement cimentés par les oxydes de fer en concrétions de grés fin ferrugineux. *Ce premier remblai recouvre les alluvions des graviers sous berge, mises en place au début de la régression marine*[2], *ou repose directement sur la roche saine ; le contact est toujours très franc.* La formation contient par endroits aussi des concrétions calcaires. Quelle est son extension ? Ce dépôt est-il uniforme ou présente-t-il des variétés régionales, voire locales ?

1. LE PREMIER REMBLAI

Certains géologues explorant le haut bassin du Sénégal ont remarqué localement la présence de cette formation détritique. Ainsi A. Berg a signalé dès 1858 qu'aux alentours des chutes de Félou (fig. 122), la dalle gréseuse « est recouverte d'une couche plus ou moins friable, plus ou moins épaisse, formée par les alluvions provenant des montagnes voisines ». Dans son étude du « profil géologique du chemin de fer de Kayes au Niger », R. Chudeau (1917) précise que « dans la partie centrale de cette plaine [située en amont du Félou], les alluvions ont 10 à 15 m de puissance ; elles sont formées surtout d'argiles sableuses qui... forment des berges presque à pic. Elles contiennent souvent des concrétions de 4 à 5 cm de diamètre qui, à première vue, font songer aux « poupées » ». M. Nicklès, de son côté, mentionne l'existence le long de la Falémé et de la Gambie d'argiles plus ou moins sableuses contenant des gravillons latéritiques[3]. Les observations faites au cours des tournées, complétées par l'étude des photographies aériennes, nous ont permis de connaître l'importance de ce remblaiement et de cartographier son extension dans diverses parties des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie.

a. Cours supérieur du Sénégal

Les branches supérieures du fleuve, le ***Bafing*** *et le* ***Bakoy*** *coulent toujours dans le premier remblai au cours de leur traversée du Plateau Mandingue* (fig. 122), mis à part de petits secteurs où ils s'encaissent dans les grès quartzites diaclasés. Le dépôt est très uniforme de haut en bas et ne présente aucune stratification[4]. Il est formé de sable fin argileux. Le matériel est parfois enrichi en argile à la base.

Voici la coupe de la rive droite du Bafing à la hauteur de Diba :

0-3 m	sable très fin argileux, brun-rouge (éch. 834, fig. 123 A)
3-5	argile finement sableuse, bariolée (grise avec de larges taches rouille)
à 5 m	grès tendre avec niveau de grès quartzite

La formation a souvent été rubéfiée dans sa partie supérieure et contient des concrétions de grès ferrugineux. Le long du Bakoy elle devient plus sableuse vers l'aval, comme le montre la coupe de Toukoto (fig. 122) :

0-4 m	sable hétérométrique argileux, truffé de concrétions de grès ferrugineux ; couleur rouge
4-6	même formation, couleur brun-rouge (éch. 845, fig. 123 A)

1. Cf. 4e partie, chap. I, A 3.
2. Cf. paragr. A.
3. Mais ces géologues, qui ont étudié principalement les formations du socle et de sa couverture paléozoïque, ne donnent aucune indication sur la mise en place et l'âge des dépôts.
4. P. Michel, 1962 b.

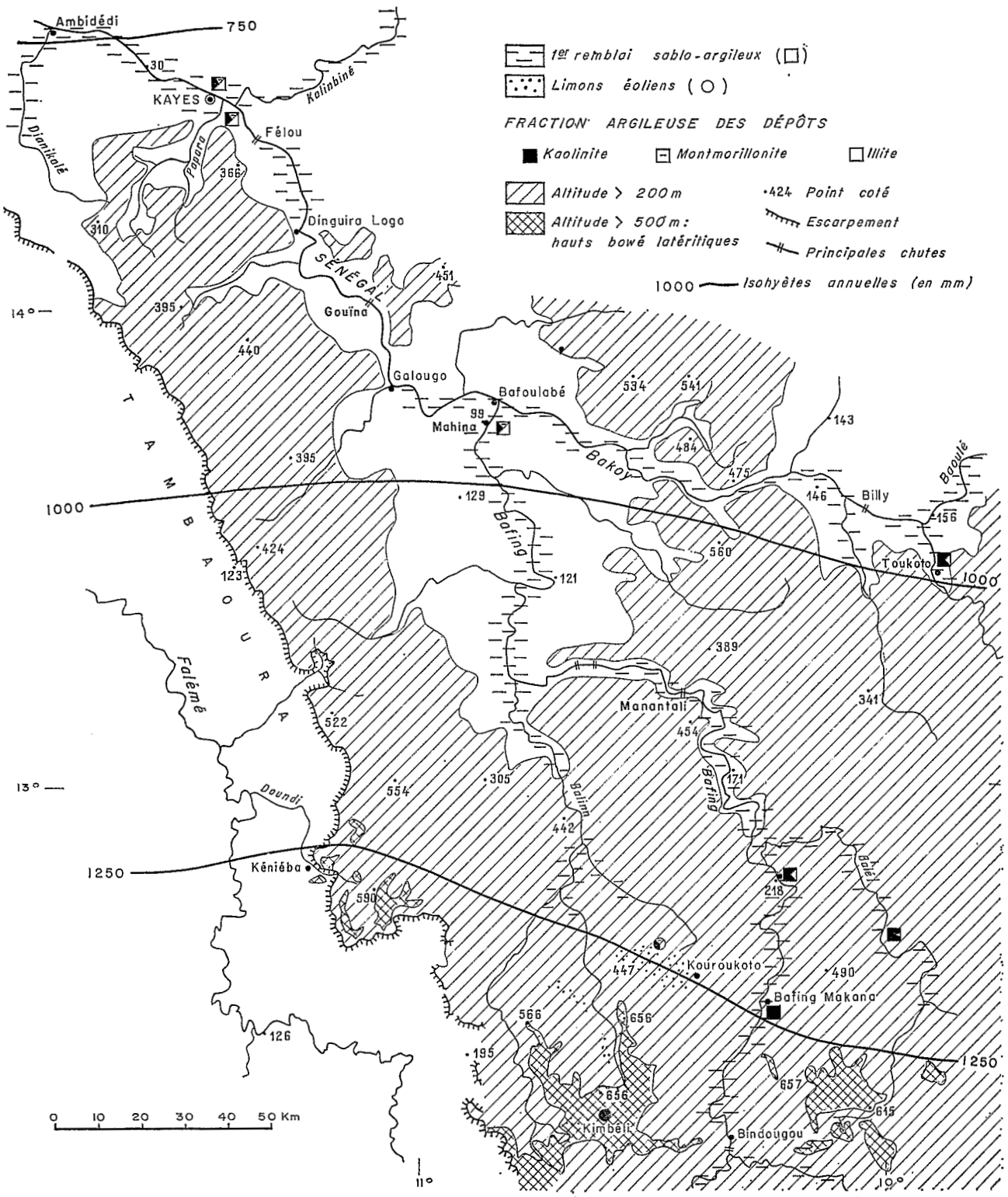


FIG. 122. — Plateau Mandingue occidental : dépôts lors de la phase aride de l'Ogolien.

La hauteur et la largeur du dépôt varient le long de ces deux rivières. Dans l'ensemble son épaisseur augmente vers l'aval : elle n'est que de 2 m sur le Bafing près de la frontière de la Guinée, mais atteint 6 m à une quinzaine de kilomètres en aval ; sur le Bakoy, à Toukoto, cette terrasse s'élève à environ 15 m au-dessus du talweg (fig. 110 c). Sa largeur dépend surtout de la configuration du lit : souvent réduite près des seuils à cause du sapement latéral, elle croît le long des biefs et au débouché d'affluents, pouvant atteindre alors 200 à 300 m de part et d'autre de chaque berge sur le Bafing moyen (pl. IX). Tantôt la surface du dépôt est complètement plane comme à Toukoto, tantôt légèrement bombée en forme d'une levée très aplatie ; c'est le cas par exemple à Diba et à Mahina. Le premier remblai est très développé sur le cours inférieur du Bafing qui serpente au milieu d'une vaste plaine (fig. 122).

Les mêmes dépôts de sable argileux bordent les lits des affluents (éch. 829, fig. 123 A) et remontent le long des principales branches jusqu'à proximité de leurs sources, comme le montre le croquis géomorphologique du bassin du Waé (pl. IX) affluent du moyen Bafing[1]. Dans les régions septentrionales du Plateau Mandingue, il est probable que la plupart d'entre eux ne rejoignaient plus le cours principal. *Le **Baoulé** devait tarir au milieu d'épandages dans la région de sa grande boucle* (fig. 117). R. Dars (1955) signale l'existence au sommet de cette boucle d'une terrasse de 8 m qui semble être ce remblai. Il apparaît encore par place le long du cours inférieur[2], où il correspond probablement au remplissage de petits bassins endoréiques, rattachés au réseau du Bakoy depuis la capture du Baoulé.

Après la jonction du Bafing et du Bakoy, le ***Sénégal*** franchit plusieurs reliefs de grès infracambriens, son cours étant surimposé (pl. II). Le premier remblai s'interrompt dans les défilés et près des seuils. Il est visible aux élargissements locaux de la vallée, comme à Galougo, en aval des chutes de Gouina et près de Dinguira Logo, où il avait fossilisé la basse terrasse[3]. Puis ce dépôt rubéfié se déroule le long du fleuve jusqu'aux chutes de Félou (fig. 122). Il est incisé par une succession de petits affluents, issus des hauteurs gréseuses.

*Au débouché des reliefs du Plateau Mandingue le premier remblai s'étale largement de part et d'autre du lit du Sénégal dans les **environs de Kayes*** (fig. 124). Sa largeur y atteint 7 à 8 km[4]. Le quartier de Kayes-plateau est construit sur une avancée de cette terrasse. Elle se termine souvent par un talus raide de 4 à 5 m ; ailleurs elle se raccorde aux alluvions plus récentes du deuxième remblai par une pente douce. A la sortie sud-est de la ville, le cours inférieur du Papara l'entaille profondément et son rebord est lacéré par une série de ravins très digités[5]. La surface très plane de ce remblaiement se trouve à une altitude de 43 m alors que le sommet des berges du fleuve se situe à 28 m. Son épaisseur dépasse probablement 15 m. A sa limite méridionale il fossilise des lambeaux de basse terrasse du Papara et déborde largement sur le bas glacis.

Dans le secteur de Kayes le dépôt est aussi très homogène et ne présente aucune stratification, mais il est moins argileux que le long du Bafing et du Bakoy. *Il se compose surtout de limon et de sable fin* (fig. 133 A, n° 486 b et c), souvent très compactés. Les ravinements permettent d'observer des coupes partielles. Nous avons rafraîchi plusieurs d'entre elles pour relever des profils.

Voici l'un des profils situé à la bordure de l'entaille du Papara, juste en amont du pont de chemin de fer (fig. 124, n° 2) :

0,00-1,20 m	sable limoneux brun-rouge, compact
1,20-2,40	même matériau, gris-beige avec de nombreuses concrétions de grès ferrugineux (éch. 486 b)
2,40-6,00	même matériau, gris à taches ocre-rouge. Des concrétions de grès ferrugineux et de calcaire (éch. 486 c), plus rares vers la base

1. P. Michel, 1962 b.
2. Cf. R. Furon, 1930.
3. P. Michel, 1959 a.
4. P. Michel, 1960 b.
5. Cf. 6e partie, chap. II, 2 a.

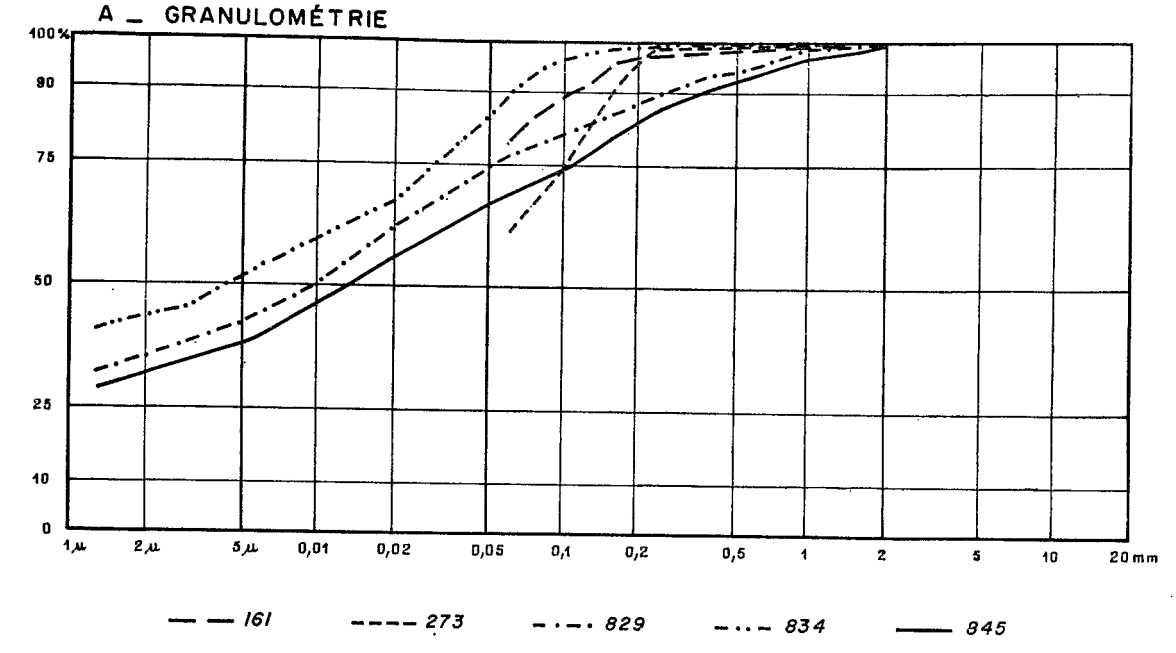


FIG. 123. — Premier remblai : vallées du Bafing et du Bakoy. Analyses granulométriques et morphoscopiques.

De ces observations nous pouvons tirer les conclusions suivantes :

— Ce matériel détritique fin s'est déposé au cours d'une période assez longue pendant laquelle le mode de sédimentation n'a pas changé ; cela implique la persistance des mêmes conditions climatiques. Il correspond à des épandages successifs du Sénégal qui abandonnait la majeure partie de sa charge à la sortie du Plateau Mandingue. Des apports éoliens s'y ajoutent probablement car les grains d'une taille supérieure à 0,4 mm sont pour la plupart dépolis ou picotés (fig. 133 B). Il semble que le matériel ait été homogénéisé par l'action du vent.

— Le dépôt a été affecté ultérieurement par une évolution pédologique au cours d'une période beaucoup plus humide[1]. Il contient toujours des nodules de grès ferrugineux[2] et souvent des concrétions calcaires et ferro-manganésiques. L'horizon de concrétionnement se situe entre 1 m et 4 m de profondeur. Les concrétions se concentrent souvent dans les ravins fonctionnels. Le premier mètre du dépôt est coloré en brun-rouge ou brun, puis sa couleur devient plus claire passant à une teinte bariolée.

b. Ses affluents et sa moyenne vallée

La ***Kolinbiné***, qui rejoint le Sénégal à Kayes, alluvionnait autant puisque le niveau de base régional s'élevait peu à peu. *Le premier remblai est particulièrement développé le long de la vallée du Térékolé à sa sortie du massif de dolérites* (pl. VII). *Il a été nourri, en outre, par les apports d'un chevelu de petits affluents.* Sur la partie supérieure de leurs cours, par exemple au pied du Mamana Guidé, les dépôts sont peu épais et contiennent encore des débris grossiers. Mais ils prennent de l'importance à la jonction de plusieurs petits oueds, comme dans le bassin de Takoutala. Grâce à ces multiples apports, l'alluvionnement atteint par endroits une largeur de 15 km dans la région de Yélimané ; à sa périphérie il recouvre les terrains rocailleux du bas glacis. Son niveau s'abaisse plus vite vers l'aval que le profil en long du talweg actuel (fig. 113) : ainsi aux environs de Yélimané la terrasse domine le lit majeur d'une quinzaine de mètres, contre 10 m près de Tanbakara. Le dépôt, très uniforme, est constitué de sable fin argileux, brun-rouge, contenant quelques concrétions de grès ferrugineux.

La branche septentrionale, le Wadou, n'atteignait plus le Térékolé. Il se perdait à une cinquantaine de kilomètres en amont du confluent, dans la cuvette allongée du Djéli Mahé. Ses apports et ceux de ses petits affluents ont colmaté la dépression, dont le matériel sableux a été remanié par le vent en ondulations dunaires[3]. Le premier remblai du Térékolé a barré la partie aval de sa vallée alors sèche, à la sortie des entablements de grès (pl. VII). Il borde ensuite le lit majeur de la Kolinbiné vers l'aval et présente un nouveau renflement le long de la « mare » Magui où la rivière serpente au milieu d'innombrables bras morts. Le Krigou, grand affluent de gauche, a également étalé du matériel détritique fin à son débouché du massif de dolérite, autour de Koniakari. Les deux dépôts s'imbriquent au confluent, puis la terrasse de la Kolinbiné se rattache à celle du Sénégal près de Kayes. En aval de cette ville ses terrains rougeâtres, portant une succession de villages, s'étirent de part et d'autre du fleuve jusqu'au confluent de la Falémé.

Le premier remblai accompagne aussi le lit de la ***Falémé*** *dès sa sortie des contreforts du Fouta Djalon*[4]. Sa largeur varie de 300 à 700 m dans les environs de Fékola (fig. 91). Ses sables fins argileux, fortement rubéfiés, recouvrent le niveau des graviers sous berge, qui reste souvent en saillie puisqu'il résiste mieux au sapement latéral lors de la montée des crues (fig. 110 b). Les affluents coulent dans la même formation alluviale. J. Vogt (1955 b) l'a décrite aux environs de Kéniéba dans le bassin de la Doundi (fig. 122) : « Ces dépôts se rencontrent aussi bien sur le plateau que dans la plaine. Leur épaisseur varie entre 5 et 10 m dans

1. Cf. chap. II, A 1 b.
2. Ils sont encore friables et se distinguent nettement des gravillons ferrugineux, beaucoup plus indurés, qui proviennent du démantèlement d'anciennes cuirasses.
3. Cf. paragr. B 3.
4. P. Michel, 1959 a, p. 13-14.

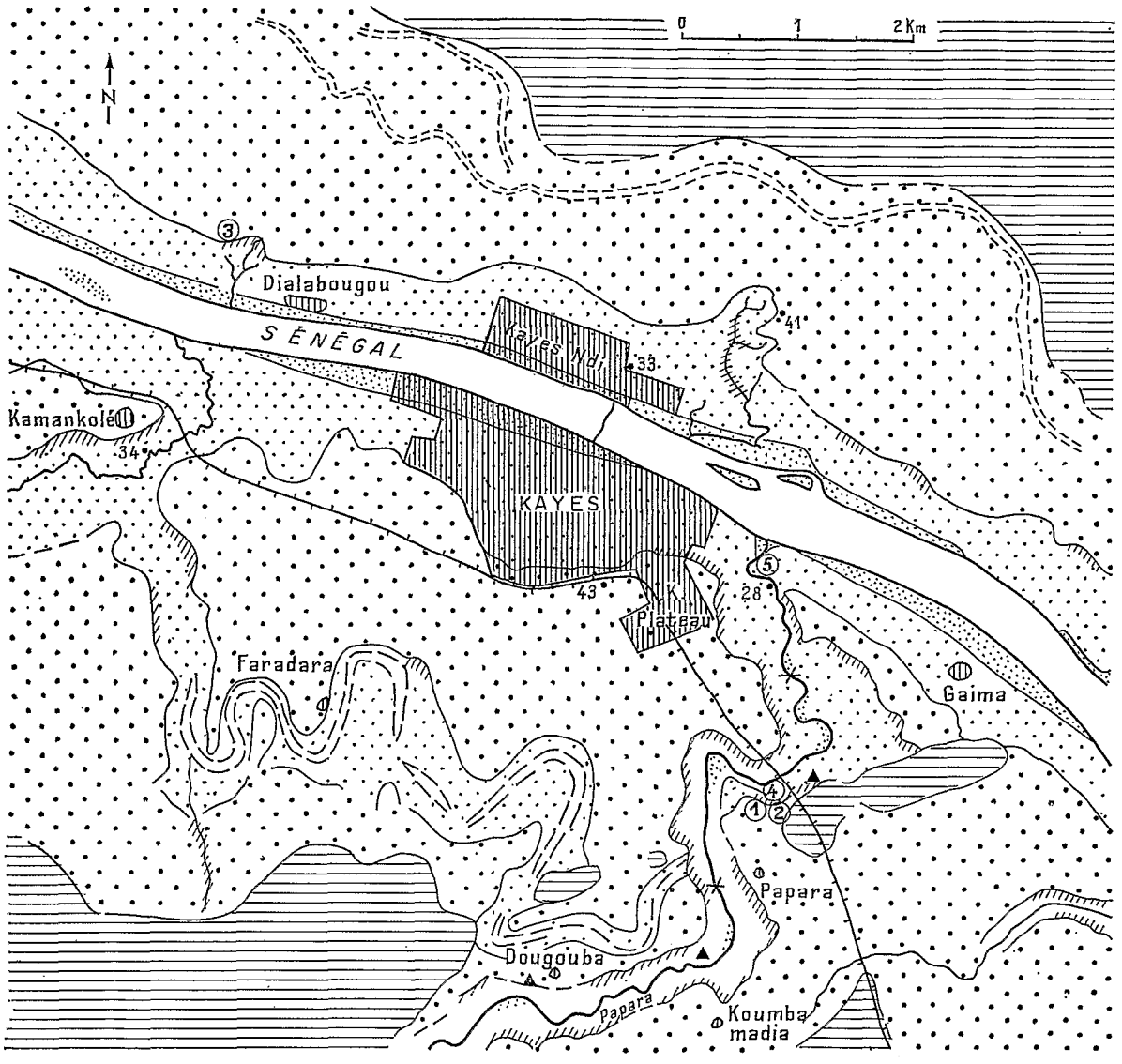


FIG. 124. — Croquis géomorphologique de la vallée du Sénégal près de Kayes.

les secteurs en pente faible et diminue rapidement à mesure que la pente augmente et que l'on s'approche de la zone d'alimentation » (p. 18). Au pied de la « falaise » de Tambaoura le matériel fin renferme souvent dans sa partie supérieure une série de lentilles de gravier de petit calibre. Cette terrasse apparaît aussi le long du Diguinkili qui se jette dans la Falémé

en aval de Gourbassi[1]. Son matériel de sable brun-rouge, hétérométrique et légèrement argileux, contient des concrétions de grès ferrugineux, des nodules de calcaire et, localement, des lentilles de graviers anguleux. Le dépôt a débordé sur le bas glacis, exhumé à certains endroits par des ravinements inactuels.

Le remblaiement alluvial s'est très développé sur la basse Falémé où sa largeur totale mesure souvent plusieurs kilomètres. Ses argiles finement sableuses et truffées de concrétions, épaisses en moyenne de 6 à 8 m, sont profondément entaillées par les petits affluents qui atteignent la nappe des graviers sous berge. De nombreux ravins, parfois élargis en alvéoles, festonnent le rebord de la terrasse qui domine de plusieurs mètres le lit mineur ou les alluvions plus récentes (fig. 165), tout comme dans les environs de Kayes. La même formation se retrouve au Nord–Nord-Est du confluent, le long du cours inférieur du Karakoro, jusqu'au-delà de Bouli où elle fossilise souvent la surface du bas glacis[2]. Il s'agit d'épandages du Sénégal et de la Falémé, puisque le Karakoro avait cessé de couler pendant cette période aride, ou bien d'apports de petits oueds locaux.

Ainsi le premier remblai s'est étalé très largement dans toute la région entre Bakel-Kayes-Yélimané, vaste zone déprimée sans reliefs importants où affleurent surtout des roches tendres du Cambrien inférieur[3]. L'accumulation de matériel fin, plus ou moins hétérométrique, s'effectuait le long de la basse Falémé, du Sénégal et de la Kolinbiné, grâce aux apports du Térékolé et du Krigou (fig. 117). Ce bassin endoréique était limité au Nord par les plateaux gréseux de l'Afollé et de l'Assaba, ainsi que par l'erg du Karakoro, à l'Ouest par les buttes de quartzites de la série de Bakel ou par la petite cuesta de grès de l'Éocène et du Continental terminal.

Ce dépôt de sable argileux borde aussi par place la vallée alluviale du ***Sénégal en aval de Bakel*** *jusqu'à proximité de Kaédi* (fig. 118). Mais son extension est moindre qu'en amont : d'une part, au maximum de l'aridité le fleuve n'atteignait plus ce secteur, puisqu'il a été barré par les dunes de Moudéri ; d'autre part, la majeure partie du dépôt a été déblayée lors du recreusement de la vallée, quand le Sénégal rejoignait de nouveau l'océan[4]. Le premier remblai a été conservé surtout sur la rive sénégalaise, où il peut atteindre par endroits une largeur de 4 à 5 km dans la région de Matam. En aval de cette escale subsistent en plein lit majeur des lambeaux de cette terrasse entourés d'alluvions récentes (feuilles Matam et Kaédi).

Le matériel se compose de sable plus ou moins argileux, souvent mélangé à de petits débris de cuirasse ferrugineuse de la taille des gravillons (fig. 125). Il est plus grossier que dans la région de Kayes ou sur le Bafing et le Bakoy. La formation est hétérométrique dans l'ensemble, mais le dépôt présente une grande homogénéité, comme le montre l'un des profils étudiés en bordure de la piste Matam – Ourosogui, à 1 km de cette dernière localité :

0,00-0,70 m	sable argileux jaune-ocre (n° 1143 a)
0,70-1,10	sable argileux gris à taches rouge brique, compact
1,10-1,40	sable argileux gris contenant des gravillons ferrugineux ; très compact (n° 1143 b)

Ce sont des épandages latéraux qui ont comblé progressivement l'ancienne vallée[5]. Ils ressemblent à ceux du bas glacis (fig. 100, n° 1136 a). On peut penser que de petits oueds, dévalant du plateau de grès du Continental terminal lors des rares averses, balayaient le bas glacis, puis abandonnaient leur charge dans l'ancien talweg du fleuve ; ils pouvaient entraîner, au passage, de petits fragments de cuirasse. Dans le puits d'Ogo, au Sud-Ouest de Matam, ce dépôt de sable argileux avec gravillons ferrugineux et quelques morceaux de cuirasse roulés atteindrait une épaisseur de 9 à 10 m[6] ; à sa base on trouve des argiles grises, contenant des débris de calcaire éocène, qui recouvrent la nappe alluviale de graviers de quartz et jaspes,

1. P. MICHEL, 1962 d, p. 4-5.
2. P. MICHEL, 1960 b.
3. Cf. 1re partie, chap. I, B 2 a.
4. Cf. chap. II A, 1 a.
5. P. MICHEL, 1957 b.
6. D'après les renseignements du sondeur.

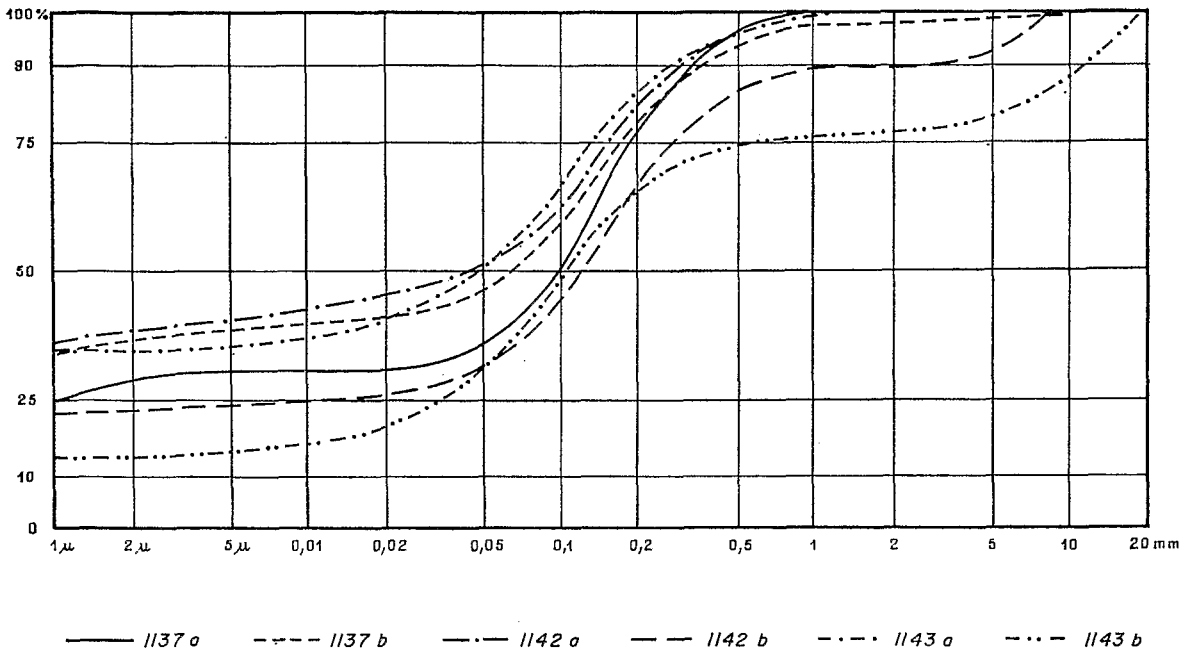


FIG. 125. — Premier remblai. Vallée du Sénégal : région de Matam. Granulométrie.

mise en place au début de la régression marine[1]. Dans la partie supérieure du dépôt, la fraction sableuse montre parfois un léger tri (n° 1137 a) par suite d'un remaniement éolien entre les épandages successifs.

Notons que les lits des oueds, qui débouchent dans la vallée du Sénégal sur la rive droite, ont été colmatés aussi par des apports de sable argileux (feuille Matam). A la même époque le *Gorgol Noir* se perdait en épandages derrière les crêtes des Monts Oua Oua (fig. 117). Leur matériel rubéfié est bien visible aux abords de la cluse de Gleïta ; il a été souvent amoncelé en ondulations dunaires s'adossant aux barres rocheuses.

c. Réseau de la Gambie

Le premier remblai accompagne les cours supérieur et moyen de ce fleuve et ceux de ses affluents. Comme sur la Falémé il repose généralement sur les graviers sous berge, formant saillie dans le lit mineur. Nous l'avons observé dans le Fouta Djalon au passage des branches supérieures de la ***Gambie*** près de Nianou (pl. III) ; là ses sables fins brun-rouge sont colonisés par une forêt-galerie touffue. Cette terrasse se développe lorsque le fleuve s'échappe des derniers contreforts du Fouta Djalon[2]. Aux environs de Kédougou sa largeur varie de 500 m à 1 500 m (fig. 96). Ses sables limoneux (fig. 126, n°s 319 et 325), de couleur brun-rouge, forment une surface très plane qu'incisent quelques ruisseaux descendant des glacis cuirassés (fig. 110 a). Le dépôt, très homogène, épais de 9 à 10 m, se termine par un talus raide au-dessus des alluvions récentes ou par une berge abrupte qui facilite les observations ; le long des berges le matériel est souvent un peu induré dans sa partie supérieure par l'imprégnation d'oxyde de fer, ce qui lui confère une bonne cohérence.

Ce remblaiement se continue vers l'aval et apparaît le long des grands ***affluents*** qui rejoignent la moyenne Gambie. Sur le *Tiokoye* son matériel sablo-argileux rubéfié (fig. 126, n° 897) contient, à 1 m de profondeur, de nombreuses concrétions de grès ferrugineux[3]. Leur

1. Cf. paragr. A 3 d.
2. P. MICHEL, 1959 a.
3. P. MICHEL, 1963 b.

présence, ainsi que la hauteur relative du dépôt, permettent de la distinguer des alluvions plus récentes. De belles termitières « en cathédrale » s'y dressent au milieu de la savane arborée. Près du radier de la piste Ndébou – Népin Diaka, son épaisseur est de 3,50 m. L'alluvionnement est très développé sur le cours moyen de la *Diarha* à cause de la faiblesse de sa pente longitudinale (fig. 97) ; aussi ses dépôts sableux (fig. 126, nos 890 et 894) ont-ils souvent fossilisé la basse terrasse. Sur le cours inférieur, le matériel est plus hétérométrique : les sables fins argileux, compacts, renferment par place des lentilles de gravillons contenant quelques galets anguleux ; celles-ci semblent correspondre à des apports latéraux de petits oueds dévalant des Monts Bassari. Le premier remblai ne subsiste plus que par lambeaux épars sur le *Niokolo-Koba* et ses petits affluents, puisqu'il a été érodé par les fréquentes divagations des divers chenaux de la rivière[1]. On peut observer une belle coupe de la formation au campement de chasse de Niokolo-Koba : ses sables argileux très homogènes sont imprégnés d'oxydes de fer par hydromorphie, surtout vers la base du dépôt.

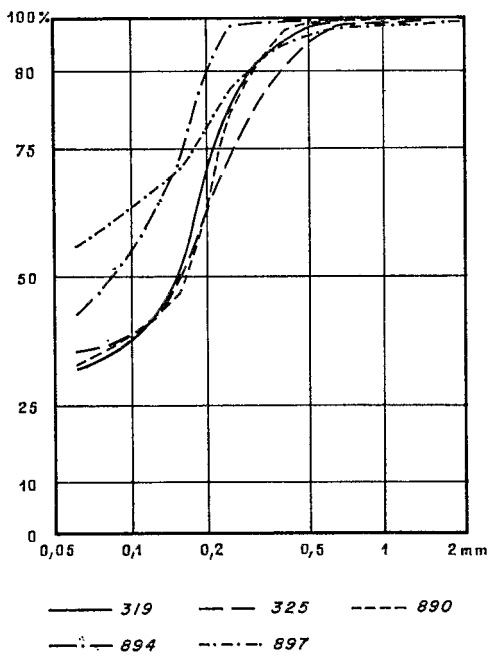


FIG. 126. — Premier remblai : Gambie – Diarha – Tiokoye. Granulométrie.

Le dernier affluent de droite, le *Niéri-Ko*, semble avoir été désorganisé au cours de cette période aride. En tout cas sa branche septentrionale, qui prend naissance sur le revers de la petite cuesta du Continental terminal dans la région de Bakel, a formé un petit bassin endoréique, se remplissant d'apports détritiques fins (fig. 117). Depuis lors, elle n'a pas été atteinte par l'érosion régressive, qui est par contre très forte sur le cours inférieur de la rivière. C'est pourquoi le premier remblai s'étend le long du chevelu de ruisseaux qui se rassemblent dans la région de Goudiri. Il a recouvert les grès argileux du Continental terminal et fossilisé aux environs de Diaré Mbolo les calottes de calcaire lacustre du Quaternaire moyen[2], en voie d'exhumation par ravinements (fig. 101 c).

Ceux-ci permettent de connaître le profil du dépôt qui se présente généralement ainsi :

0,00-0,50 m sable fin argileux, rubéfié, avec des gravillons ferrugineux
0,50-1,30 argile finement sableuse, blanche (la base de la formation n'est pas atteinte)

Le niveau supérieur, sablonneux, est légèrement induré par les imprégnations d'oxydes de fer. Les argiles sous-jacentes peuvent correspondre à une sédimentation dans des mares temporaires au début de la période sèche ; cette phase de dépôts par décantation a été suivie d'apports plus détritiques par ruissellement.

Ainsi le premier remblai sablo-argileux est largement développé dans diverses parties du bassin de la Gambie : dans la région de Kédougou, le long du Tiokoye, de la Diarha et sur la branche septentrionale du Niéri-Ko. Par contre il n'existe pas sur le cours inférieur du fleuve en aval de la piste Tambacounda – Koundara, celui-ci étant gainé de levées plus récentes, qui se distinguent nettement par la couleur jaune de leur matériel surtout limoneux[3]. Son lit majeur y est bordé par le bas glacis (fig. 101 d). Puisque cette période sèche correspond à une importante régression marine, la basse Gambie s'était encaissée dans les grès du Continental terminal. La position de la terrasse du premier remblai sur la Gambie démontre, d'une façon

1. P. MICHEL, 1962 d.
2. Cf. 4e partie, chap. II, A 1 b.
3. Cf. chap. II, C 2.

très nette, qu'il s'agit d'un alluvionnement d'origine exclusivement climatique. Le fleuve, dont le débit faiblissait vers l'aval, abandonnait peu à peu sa charge solide.

d. Interprétation des analyses

D'où provient ce matériel colmatant les anciennes vallées ? Du remaniement d'un stock d'altérites ou de l'érosion de la roche saine ? L'***étude morphoscopique*** de la fraction sableuse d'échantillons prélevés dans la terrasse de Toukoto, de Bafing Makana et de Kayes donne des indications.

A *Toukoto* (fig. 123 B, n° 845), le dépôt contient principalement des grains peu usés (coins arrondis) à aspect mat chimique. Ces grains sont souvent corrodés et souillés par les oxydes de fer. On y trouve, outre des concrétions de grès ferrugineux, quelques granules de cuirasse. Ce n'est qu'aux petites tailles que le pourcentage des picotés-luisants devient plus élevé, aussi bien à Toukoto qu'à Bafing Makana. *Ce dépôt correspond donc avant tout à la reprise de matériau d'altérites,* sans doute par entaille des anciens glacis. Mais certains grains ovoïdes ou ronds portent des restes de ciment siliceux ou ferrugineux, quelques autres, peu usés, présentent par contre des facettes de recristallisation. Ces éléments semblent indiquer un faible apport de matériel frais, venant de la désagrégation de roches saines.

Les diagrammes des échantillons de *Kayes* sont très différents (fig. 133 B, n° 486 b et c). Les grains mats chimiques sont très peu nombreux, par contre les mats éoliens et picotés-luisants prédominent nettement. Ils présentent aussi une usure plus forte qui semble être surtout un héritage. Les grains à facettes de recristallisation ou à traces de ciment siliceux y sont plus nombreux. *Ce matériel serait surtout d'origine régionale et proviendrait essentiellement de l'érosion de couches gréseuses et pélitiques très peu altérées.* L'aspect mat est en partie hérité, mais l'intense déflation éolienne au pied des escarpements du Plateau Mandingue a pu dépolir des grains et a picoté les autres ; c'est pourquoi on n'y observe guère de grains luisants.

La ***fraction argileuse*** de ces dépôts est toujours importante. *Elle est le plus souvent comprise entre 25 et 50 % du poids de l'échantillon.* Son étude confirme à la fois la présence de matériel frais, n'ayant pas subi d'altération chimique, et l'origine régionale des apports détritiques. La formation du premier remblai contient, en effet, un mélange de kaolinite-illite-montmorillonite, mais *l'illite est souvent dominante dans cette association* (tableau 28).

Comment interpréter ces résultats[1] ? L'illite représente une sédimentation argileuse surtout détritique. Elle provient, soit directement de la désagrégation de certaines roches, schistes, grès schisteux ou pélites, soit de la reprise de matériel dont l'évolution chimique a été peu poussée. Ainsi la forte proportion d'illite indique une *érosion sous climat assez sec.* La roche saine ou peu décomposée a été alors atteinte, puisque la fraction argileuse des altérites sous les glacis cuirassés se compose essentiellement de kaolinite. Mais les épandages de certains bas glacis contiennent déjà de l'illite[2] ; des remaniements de ces dépôts ont pu alimenter aussi le premier remblai. Sa provenance serait donc double : érosion des roches du substratum, reprise de matériel du bas glacis.

La conservation de l'illite montre que, depuis la mise en place de cet important dépôt détritique, les régions étudiées n'ont pas connu de période humide assez longue pour que ce minéral se transforme par lessivage en kaolinite. Cependant une partie de l'illite s'est muée en montmorillonite par dégradation[3], lorsque le climat est redevenu assez humide pour engendrer une pédogenèse[4].

L'association des minéraux d'argile du premier remblai reflète aussi le « milieu géologique » confirmant ainsi la prédominance des apports locaux. Sur le Continental terminal, aussi bien dans la région de Matam (n° 989) que le long du cours supérieur du Niéri-Ko (n°s 932, 935 938), le dépôt contient principalement de la kaolinite ; par contre sur les schistes du Paléo-

1. Nous exprimons notre profonde gratitude à M. le professeur G. Millot qui a bien voulu nous guider dans leur interprétation.
2. Cf. 4e partie, chap. I, A 2 a, tableau 22.
3. G. Millot, 1964, p. 358.
4. Cf. chap. II, A 1 b.

zoïque métamorphisé, en aval de Bakel (nos 947, 948, 955), l'illite domine nettement. Aux environs de Kédougou (nos 319, 325) le même minéral dérive de l'érosion des schistes du socle birrimien. Dans la région de Kayes (nos 485, 486, 488) ce sont surtout les affleurements de pélites du Cambrien inférieur qui ont nourri la sédimentation en illite. Il en est de même à Mahina (no 161) près de la confluence du Bafing et du Bakoy.

Tableau 28. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Premier remblai sablo-argileux.

Le chiffre indique la proportion sur 10.

A — *Vallées du Bafing et du Bakoy* (Plateau Mandingue)

No de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite gonflante
271	9	1	
273	10		
834	10	traces	
835	7	3	
845	7	3	
161	2	5	3

B — *Vallées de la moyenne Gambie et de la Falémé*

No de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite
319	5	5	
325	3	5	2
370	4	3	3
377	4	5	1

C — *Région de Kayes : vallée du Sénégal*

No de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmerillonite
485 b	4	5	1
485 d	4	4	2
486 a	6	4	
486 b	4	4	2
486 c	4	3	3
488 b	4	4	2
488 c	4	3	3

D — *Région de Bakel-Matam*

No de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Édifice gonflant
932	10		
935	6	3	1
938	7	3	traces
947	1	8	1
948	3	6	1
955	1	6	3
989	7	3	

Mais les autres échantillons (nos 271, 273, 845) prélevés dans le remblaiement de ces deux rivières, plus en amont, sont très riches en kaolinite (fig. 122). Comment expliquer cette différence ? Les anciennes altérites y sont plus épaisses et plus étendues. Ce sont elles qui ont alimenté surtout le dépôt du premier remblai. D'autre part, la transformation de l'illite en kaolinite y est plus avancée que dans les régions septentrionales puisque le climat devient plus humide si l'on remonte ces deux cours d'eau (fig. 122). L'influence de ce dernier facteur apparaît notamment à Diba où l'horizon supérieur, très lessivé, ne contient que de la kaolinite (no 834) alors qu'en profondeur subsiste une certaine proportion d'illite (no 835).

Ce matériel détritique très fin ne contient que très peu de ***minéraux lourds***, en dehors des débris ferreux et des oxydes de manganèse. *Ils sont encore plus dispersés que dans les dunes rouges*, malgré des apports de matériel frais, puisque le dépôt s'est mis en place par épandages successifs : dans ces conditions aucune concentration n'a pu se réaliser. Le remblai de la basse Falémé contient de la tourmaline, avec quelques rares traces d'autres minéraux. Celui du Sénégal dans la région de Kayes et près du confluent de la Falémé présente un cortège un peu plus riche, composé principalement d'ilménite, de zircon et de leucoxène. Il faut noter qu'on trouve aussi, dans ces dépôts, des paillettes de muscovite et de biotite. Leur présence confirme l'apport de minéraux provenant de la désagrégation de roches saines, car dans les altérites ne subsistent plus de micas.

Lors de cette période sèche le peuplement humain devait être très réduit ; de vastes étendues étaient sans doute inhabitées. C'est pourquoi *la terrasse du premier remblai n'a guère livré de* ***pièces préhistoriques*** malgré l'existence de nombreuses coupes naturelles. En 1930, R. Furon a signalé la découverte d'un outillage paléolithique à Ouassadan, près du cours inférieur du Baoulé, « dans les limons d'une terrasse ancienne ». D'après la description elle s'identifierait au premier remblai : le dépôt mesure environ 8 m d'épaisseur ; la partie inférieure se compose de sable avec petits lits de graviers, alors que la partie supérieure est formée de limon jaune. C'est dans ces limons jaunes qu'a été trouvé l'outillage comprenant des disques et lames de type moustérien et des nuclei de type aurignacien. Les pièces, taillées dans des « silex jaspoïdes »[1], sont patinées. Plus récemment P. Fitte[2] a découvert un outillage préhistorique

1. Il s'agit probablement des jaspes intercalés dans les pélites du Cambrien ; cf. 1re partie, chap. I, B 2 a.
2. Renseignement oral (1959).

Lieux de prélèvement :

A —	271	Vallée du Balé, affluent du Bafing. 2 m prof.
	273	Vallée du Bafing à Bafing Makana. 0,10 m prof.
	834	Berge du Bafing à Diba. 0,50 m prof.
	835	Même endroit. 4,50 m prof.
	845	Vallée du Bakoy à Toukoto. 4,50 m prof.
	161	Vallée du Bafing à Mahina, à 400 m du fleuve. 0,10 m prof.
B —	319	Vallée de la Gambie près de Kédougou. 0,10 m prof.
	325	Même région, 300 m en aval. 0,10 m prof.
	370	Vallée de la Falémé à Takoutala. 0,30 m prof.
	377	Vallée de la Falémé à Toumboura. 0,50 m prof.
C —	485 b	Kayes ; berge du Papara, vers l'aval. 2 m prof.
	485 d	Même endroit. 4,60 m prof.
	486 a	Kayes ; vallée du Papara, vers l'amont. 0,40 m prof.
	486 b	Même endroit, 1,70 m prof.
	486 c	Même endroit. 3,70 m prof.
	488 b	Kayes ; vallée du Sénégal, en aval, rive droite. 1,10 m prof.
	488 c	Même endroit. 3,60 m prof.
D —	932	Entre Goudiri et Bakel, près de Ndiakoné. 0,10 m prof.
	935	Même région, vers Diaré Mbolo. 1 m prof.
	938	Entre Goudiri et Bakel, près de Ndia. 0,10 m prof.
	947	Bord nord-est de la vallée du Sénégal, près de Moudéri. 0,10 m prof.
	948	Même endroit. 0,70 m prof.
	955	Bord sud-ouest de la vallée du Sénégal près de Moudéri. 0,30 m prof.
	989	Bord ouest de la vallée du Sénégal, entre Matam et Tilogne. 0,40 m prof.

dans le remblai sablo-argileux du Dianikolé, petite rivière qui rejoint le Sénégal à Ambidédi, en aval de Kayes (fig. 122). Le dépôt contient à mi-hauteur, dans un niveau à concrétions ferrugineuses, des pièces souvent éolisées d'une industrie du Paléolithique moyen, probablement moustérienne.

Puisque ces pièces sont patinées ou éolisées, elles ont subi une météorisation à l'air libre avant d'être enfouies par la sédimentation détritique. Elles pouvaient se trouver à la surface du bas glacis ; puis, au cours de l'édification du premier remblai, le ruissellement les aurait remaniées sur une très faible distance. Elles ont été recouvertes ensuite par d'autres épandages. Cependant les outils ont pu être abandonnés aussi au cours du remblaiement qui ne s'est pas construit d'une manière continue ; leur éolisation serait alors contemporaine du dépôt.

Sur le sommet de la terrasse s'éparpille par endroits de l'outillage du Néolithique. Il est fréquent dans les environs de Kayes[1] et se compose surtout de lames, de grattoirs, auxquels sont associés parfois des haches polies et des fragments de poterie. Près de Ouassadan, R. Furon (1930) a recueilli en surface des pièces néolithiques à quelques dizaines de mètres du gisement paléolithique. Ainsi dans la succession des industries préhistoriques, l'importante sédimentation détritique du premier remblai se place avant le Néolithique, soit à la fin du Moustérien et pendant l'Aurignacien, soit peu après la disparition de ce type d'industrie en Afrique occidentale[2], si les pièces ont été remaniées avant d'être enfouies dans les dépôts d'épandages. Notons que près de Richard-Toll des alignements de dunes rouges recouvrent le glacis polygénique dont la nappe de gravillons ferrugineux a livré des pièces d'une industrie « moustéroïde »[3].

Dans les régions situées au Sud des grands ergs de dunes rouges, ce colmatage progressif des anciennes vallées est, certes, le principal résultat de la morphogenèse pendant cette importante période sèche. Mais les interfluves portent souvent aussi sa marque, quoique d'une façon plus discrète.

2. DÉPÔTS D'INTERFLUVES

a. Éboulis des versants

C'est alors que se sont mis en place d'importants dépôts de pente dans les régions montagneuses des hauts bassins. Les reliefs n'étaient couverts que d'une végétation peu fournie et discontinue, la forêt ayant cédé la place à une steppe[4]. Dans ces conditions bioclimatiques, de profonds ravinements striaient les versants raides. Des foirages boueux pouvaient se produire lors de fortes averses, déplaçant des volumes considérables de matériel détritique.

L'action combinée de ces deux mécanismes dégageait des corniches sur le pourtour des hauts bowé latéritiques et des parois rocheuses dans les formations dures sous-jacentes (fig. 67 A et B). Le contact direct avec l'atmosphère, par suite de la diminution du couvert végétal et de l'érosion du matériel meuble, favorisait grandement la désagrégation mécanique des roches fissurées[5]. Les variations d'humidité affectant les feuillets argileux interstratifiés dans certains grès ont abouti à la libération de blocs et de pierrailles. Les cuirasses latéritiques ou ferrugineuses se fragmentaient alors selon un rythme accéléré le long des corniches[6]. Tous ces débris glissèrent sur les pentes, formant peu à peu un pavage souvent continu.

1. F. de Zeltner, 1916, avait déjà signalé sa présence « dans la vallée du Sénégal entre Bafoulabé et le confluent avec la Falémé, ainsi que dans le bassin de la Kolinbiné près de Yélimané et de Nioro ».
2. En Europe le Moustérien s'est terminé vers 33 000 ans B.P. et l'Aurignacien s'est développé entre 29 000 et 20 000 ans B.P. dans le Sud-Ouest de la France, où il est le plus typique, selon le tableau de synthèse établi par F. Bordes, 1968, p. 222-223.
3. Cf. 4e partie, chap. II, A 3 c.
4. A. Aubréville, 1962, a montré que la savane et la steppe se sont étendues dans les régions subéquatoriales et tropicales humides pendant les glaciations dans les hautes latitudes, notamment au cours du Würm.
5. Cf. 2e partie, chap. I, A 1.
6. Cf. 2e partie, chap. II, C 2 b.

Ces éboulis s'observent presque partout dans le ***Fouta Djalon*** et sur ses contreforts septentrionaux. J. TRICART (1956 a, p. 20-21) a déjà signalé leur présence et montré qu'il s'agit d'un héritage d'une période sèche. Les versants externes des hauts reliefs du massif de Mali, qui s'allongent parfois sur 6 à 7 km avec des dénivellations atteignant 1 000 m (fig. 143 A), portent d'énormes blocs de dolérite, qui se concentrent par place en chaos. Aux environs de Dongol Sigon les plateaux latéritiques de la seconde surface d'aplanissement se terminent au-dessus de l'entaille de la Liti par des versants d'une altitude relative de 250 à 300 m, couverts surtout de débris de cuirasse (fig. 127). Mais sur le front de la cuesta qui termine les contreforts du Fouta Djalon au Sud de Kédougou, ce sont des fragments de grès quartzite qui forment un pavage jusqu'à la base concave du versant (fig. 147) ; ces débris sont généralement patinés.

Dans le ***Plateau Mandingue*** les éboulis de pente tapissent aussi les versants des principaux reliefs. Dans sa partie méridionale les hauts bowé latéritiques (pl. V) présentent des flancs couverts de débris de cuirasse. Plus au Nord, des blocs de grès s'entassent au pied des petits plateaux tabulaires ou des inselbergs à parois rocheuses verticales. Au-delà du Bakoy inférieur, les épais sills de dolérites du massif de Bafoulabé peuvent disparaître localement sous le manteau d'éboulis (fig. 70). Enfin, le long de la « falaise » de Tambaoura, des blocs de grès de la corniche s'éparpillent sur le talus de la cuesta, taillé dans les schistes birrimiens du socle. Le calibre de ces éboulis est très variable à cause de la différence d'épaisseur des bancs rocheux et de la fragmentation des blocs *in situ ;* mais beaucoup d'entre eux possèdent encore un volume de plusieurs mètres cubes.

De même les reliefs résiduels des ***pays de la Falémé et de la moyenne Gambie*** portent des éboulis. Les flancs des inselbergs de métabasites du socle sont parsemés de débris (fig. 87), généralement de petite taille puisque la roche est fissurée. Sur les buttes et plateaux doléritiques de Bandafassi et de Lakanta, dans la boucle de la Gambie, les éboulis de dolérites paléozoïques s'égrènent le long du versant[1] et forment un pavage continu protégeant les schistes birrimiens plus tendres de la base (fig. 62). Les talus des glacis étagés, si étendus dans la région, sont souvent jonchés de blocs de cuirasse, de taille variable.

b. Colluvionnement de matériel fin

Le ruissellement diffus sur les pentes lavait ces dépôts détritiques mal classés et entraînait les particules les plus fines qu'il déposait ensuite au pied du versant. Il s'est produit de cette façon un colmatage progressif des dépressions et des petits bassins des têtes de rivières, non atteints par l'érosion régressive liée au rajeunissement du relief. Les flancs des plateaux ou des crêtes, couverts d'éboulis, plongent sous ce remblaiement d'argile limoneuse (fig. 128), dont la surface plane descend en pente très douce jusqu'au ruisseau collecteur qui l'incise de quelques mètres. On observe donc généralement une rupture de pente à la base des versants. La ligne de contact est sinueuse : elle dépend surtout de l'allure du relief avant cette phase d'ennoyage des bas-fonds.

*Ces **remplissages de cuvettes**, constitués uniquement de matériaux détritiques très fins, sont fréquents dans le Fouta Djalon central*[2]. Ainsi le bassin de Dongol Sigon, perché à 800-840 m d'altitude et cerné de plateaux latéritiques d'une hauteur relative de 100 à 200 m (fig. 127), a été rempli de limon argileux jaune ou brun-jaune (fig. 128, n° 78) ; l'épaisseur du dépôt dépasse 5 à 6 m le long des entailles du chevelu de la Liti supérieure[3]. Les dépôts entourent une butte allongée couverte d'une cuirasse localement bauxitique, s'élevant au centre du bassin. Ces têtes de vallées n'ont pas encore été atteintes par le rajeunissement. C'est pourquoi dans toute cette région, de Dongol Sigon à Bansouma (pl. III), s'échelonnent entre les divers

1. Cf. la carte géologique au 1/200 000, feuille Kédougou.
2. Ils sont bien visibles sur photos aériennes.
3. P. MICHEL, 1958, p. 22.

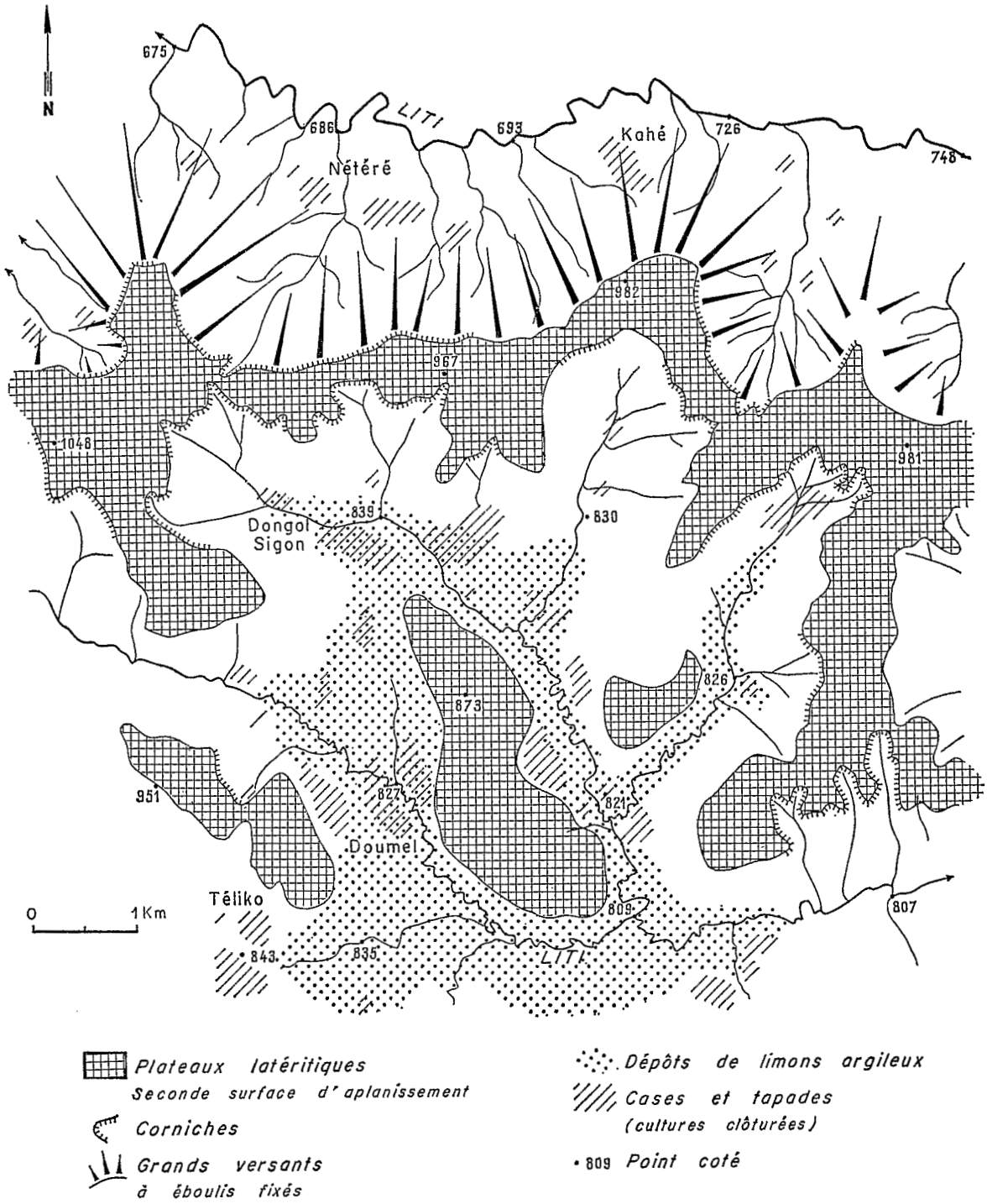


FIG. 127. — Le bassin de Dongol Sigon entouré de hauts plateaux (Fouta Djalon oriental).

bowé de la deuxième surface une série de petites plaines marécageuses qui constituent la ligne de partage des eaux entre les affluents de la Liti, de la Silamé et de la haute Koumba.

A l'intérieur du massif de Mali existent des *vallons évasés*, blottis dans les pélites et les grès fins du Cambrien supérieur, qui sont aussi remblayés d'argile limoneuse brun-jaune (fig. 128, n° 71). C'est le cas notamment de la haute Dengia près de Médina Ollandé (pl. III), se trouvant perchée à plus de 1 100 m d'altitude ; vers l'aval la rivière s'encaisse profondément pour rejoindre la Liti à la cote 420 m. Les placages de matériaux détritiques très fin qui tapissent le plateau du Labé se seraient formés à la même époque par apports de ruissellement

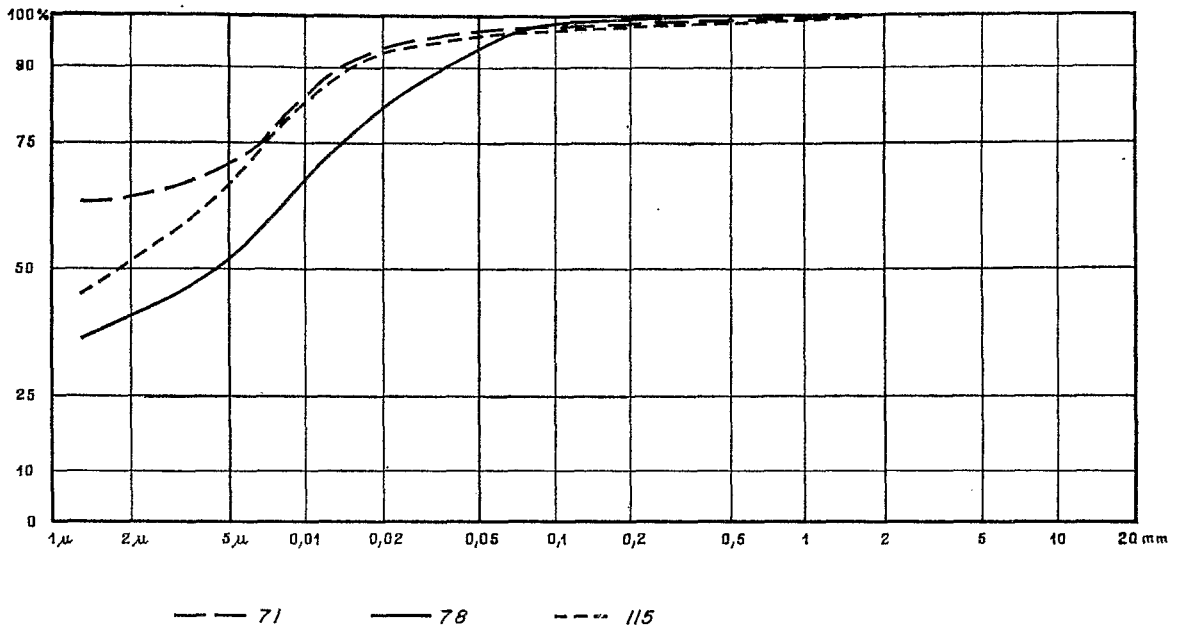


FIG. 128. — Remplissages de bassins dans le Fouta Djalon. Granulométrie.

diffus. Ils semblent être assez minces : près de Fadi[1], par exemple, un dépôt d'argile limoneuse brune (fig. 128, n° 115), épais de 40 cm à peine, recouvre une nappe de gravillons ferrugineux partiellement recimentée.

Par ailleurs, le balayage des pentes par le ruissellement a pu *accumuler du sable au pied des escarpements gréseux ou colmater d'anciens ravins.* Ainsi, à la base de la cuesta limitant les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon, les éboulis de grès quartzites sont pris dans un cône aplati de sable, dont les grains deviennent plus fins à mesure qu'on s'éloigne du versant. Dans les régions littorales, les falaises gréseuses de Fajara et de Saniang Point au Sud-Ouest de l'estuaire de la Gambie présentent des ravins colmatés de sable hétérométrique rouge[2] ; leur remplissage pourrait dater de cette période sèche.

Comme le climat a évolué progressivement vers l'aridité il s'est produit une modification dans le façonnement des pentes. Les versants ont d'abord été ravinés et les parois rocheuses ont été dégagées, permettant une intense désagrégation mécanique. C'est alors que se sont mis en place les pavages d'éboulis sous les corniches. Puis les précipitations devenant plus rares et plus maigres, le ruissellement sur les pentes restait diffus et se bornait à laver les formations détritiques ; les particules fines se sédimentaient à la base des versants où elles enterraient les éboulis. Ces apports ont remblayé progressivement des fonds de cuvettes, des vallons évasés ou des ravins.

1. Situé à 4 km au Nord–Nord-Est de Labé.
2. P. MICHEL, 1960 c, p. 37.

c. Limons éoliens

Lors du maximum d'aridité la déflation éolienne devait être très forte dans ces cuvettes remplies de matériel meuble. *Les vents de sable du Nord-Est, édifiant les systèmes dunaires, chargeaient aussi l'atmosphère en poussières qui se déplaçaient vers le Sud et atteignaient les régions montagneuses.* Après être restées un certain temps en suspension dans l'air, les particules se déposaient sur les reliefs, principalement sur les hauts plateaux latéritiques et sur les glacis élevés. Ce matériel, riche en limon (fig. 129), pulvérulent, de couleur jaune clair, présente

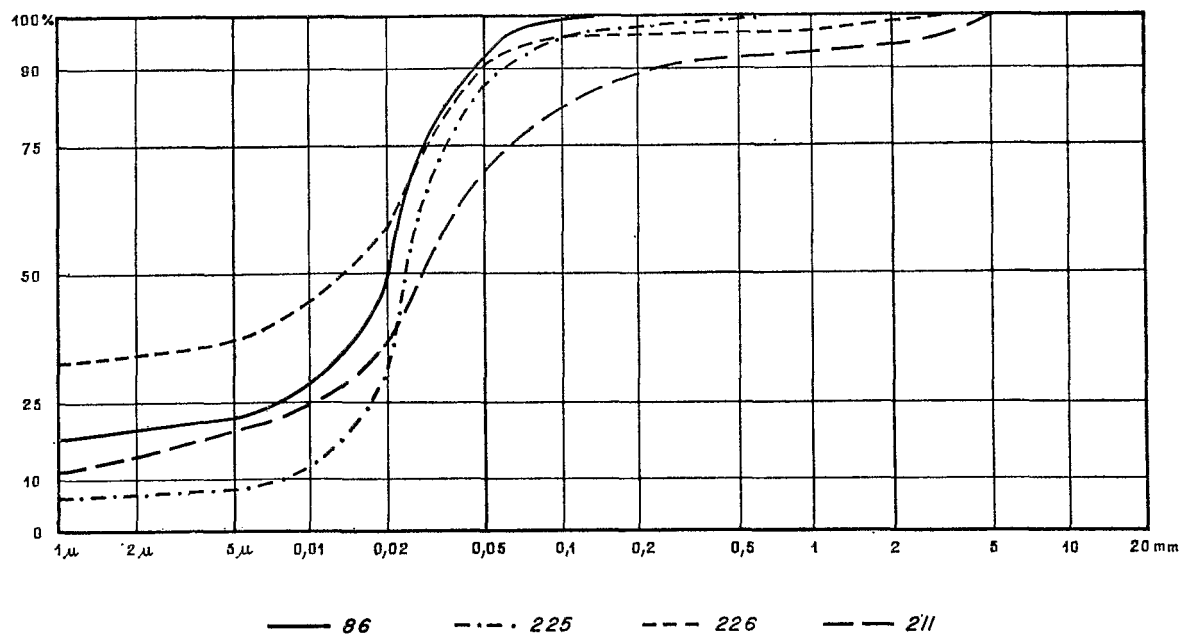


FIG. 129. — Dépôts sur des bowé du Fouta Djalon et Plateau Mandingue. Granulométrie.

les caractères d'un lœss. Souvent il ne forme pas un placage continu, mais apparaît par *taches* d'étendues variables occupant les parties déprimées des surfaces tabulaires. Il semble que les particules aient été rassemblées, après leur dépôt, par le ruissellement diffus qui balayait les terrains pierreux de bowé après chaque averse. Ainsi s'expliqueraient mieux les variations d'épaisseur de cette formation superficielle sur de courtes distances, allant de quelques décimètres à plusieurs mètres. Par suite du remaniement, le dépôt contient toujours une petite fraction argileuse et souvent quelques granules ferrugineux (fig. 129).

Dans le ***Plateau Mandingue méridional***, ces taches de limons éoliens sont fréquentes sur le grand bowal Kimbéli (fig. 68), vaste fragment de la surface éocène, que nous avons eu l'occasion d'étudier en détail[1]. Elles ont généralement une forme ovale ou circulaire[2]. Un puits d'étude a été creusé dans l'une d'elles, sur la partie occidentale du plateau[3]. Voici sa coupe :

0,00-1,00 m	limon jaune (fig. 129, n° 225)
1,00-2,00	limon jaune, plus argileux (fig. 129, n° 226), avec granules ferrugineux plus abondants vers la base
2,00-2,30	mélange de débris de cuirasses et d'argile sableuse grise
2,30-2,70	cuirasse latéritique

1. Cf. 3e partie, chap. I, B 3 b.
2. P. MICHEL, 1960 a, p. 8.
3. Il a été placé près du camp de prospection (fig. 68).

Le dépôt paraît très homogène, mais l'analyse granulométrique montre que sa teneur en argile augmente en profondeur. Un certain lessivage a dû se produire depuis la mise en place des limons. Ceux-ci colmatent une dépression circulaire, d'un diamètre de 200 m, qui semble résulter d'un effondrement du niveau supérieur cuirassé par suffosion[1].

Des glacis cuirassés, s'étendant au pied du plateau Kimbéli, portent aussi des placages de limon et de sable fin jaune (fig. 129, n° 211) ; les granules ferrugineux amenés par ruissellement y sont plus abondants. Ce saupoudrage éolien a été bien conservé entre Kouroukoto et l'entaille de l'Oulounkoli, l'une des branches supérieures du Balinn (fig. 122), où il masque complètement la cuirasse de la surface pliocène[2] qui n'apparaît qu'au rebord du bas plateau. La bande de terrains limoneux gris-jaune, que traverse la piste Kéniéba – Bafing Makana, s'allonge sur une quinzaine de kilomètres.

Ces placages de limons éoliens existent aussi sur les hauts plateaux latéritiques du ***Fouta Djalon*** central et oriental. Nous en avons rencontré dans la région de Dongol Sigon sur les bowé de Dianna, Kampa et Bandéa (pl. III). A. Gsell (1957) signale leur présence sur les plateaux de la région de Tougué, entre la haute Gambie et le cours supérieur du Bafing (fig. 64), où les « terres jaunes » peuvent atteindre localement une épaisseur de 1,50 m. La granulométrie du matériel est la même que celle des dépôts étudiés sur le Plateau Mandingue méridional (fig. 129, n° 86). Ces terrains meubles portent souvent des termitières et des nebkas s'y sont formées localement. Les limons recouvrent, semble-t-il, une mince couche d'argile noire qui apparaît à la bordure des taches sous forme d'auréole[3]. Un dépôt identique tapisse le bowal de Bogoma qui s'accroche au flanc nord-est du massif de Mali (pl. III).

Les poussières éoliennes ont aussi saupoudré les *bas plateaux au Nord-Ouest et à l'Ouest du Fouta Djalon*, que traversent la moyenne Gambie et la Tominé. E. de Chételat (1938, p. 67) a signalé l'existence de limons jaunes sur certaines parties tabulaires des surfaces cuirassées de la région de Bové. Ce précurseur des recherches géomorphologiques en Afrique occidentale notait déjà que les matériaux, épais parfois de quelques mètres, ont la consistance du lœss et les considérait comme un dépôt éolien au cours d'une période désertique. Sans doute le climat n'y était-il pas aride, mais plutôt de caractère sahélien. On mesure cependant l'ampleur de l'oscillation climatique en sachant que le pays de Bové, qui se situe à l'Ouest de la haute Tominé, se trouve maintenant en plein domaine guinéen !

Plus au Nord, dans le bassin de la Gambie, les bas plateaux du Continental terminal de la ***région de Tambacounda*** et les moyens glacis sur le Paléozoïque plissé de la région de Dalafi sont souvent couverts de limons plus ou moins argileux (fig. 117). Ce dépôt meuble et pulvérulent masque la cuirasse ferrugineuse. Son épaisseur est généralement réduite, comme le montre la coupe d'une carrière au bord de la piste allant de Tambacounda à la Gambie[4] :

0,00-0,35 m	limon argileux, jaune clair, mélangé à des petits débris de cuirasse et à des gravillons ferrugineux
0,35-1,80	cuirasse ferrugineuse, de texture d'abord conglomératique, puis feuilletée, avec des nodules de grès argileux du C.t.

Sa puissance augmente localement dans les parties déprimées des plateaux. Cette formation superficielle, provenant d'un saupoudrage éolien de particules fines sans doute remaniées par ruissellement, se distingue aisément des remplissages argilo-sableux brun-rouge des entailles du réseau hydrographique, qui correspondent au premier remblai.

L'analyse de la *fraction argileuse* a été faite sur plusieurs échantillons prélevés dans les dépôts de colmatage des bassins et dans les limons de plateau du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue méridional (tableau 29). Ces sédiments fins contiennent essentiellement de la kaolinite. C'est le seul minéral présent au Fouta Djalon (nos 71, 78, 86).

1. Cf. 2e partie, chap. II, C 2 b.
2. Cf. 3e partie, chap. II, B 1 b et 2 a.
3. P. Michel, 1958, p. 14.
4. A 4 km au Nord du carrefour vers Nétéboulou.

Tableau 29. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Limons éoliens et dépôts argileux de cuvettes.

Le chiffre indique la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite
71	10	
78	10	
86	10	
225	10	traces
226	10	traces
275	6	4

Lieux de prélèvement :

71 Cuvette près de Médina-Ollandé (Fouta Djalon). 0,10 m prof.
78 Grande cuvette de Dongol Sigon (Fouta Djalon), berge de ruisseau. 1,50 m prof.
86 Bowal Diama (Fouta Djalon) ; dépôt sur plateau latéritique.
225 Bowal Kimbéli (Plateau Mandingue). 0,30 m prof.
226 Même endroit. 1,40 m prof.
275 Surface pliocène à l'Ouest de Kouroukoto (Plateau Mandingue). 0,10 m prof.

L'illite apparaît dans le Plateau Mandingue méridional. Sa présence confirmerait les apports lointains de poussières venant des régions arides[1]. Il se serait produit un mélange avec du matériel kaolinique d'origine locale ou régionale. Les deux échantillons du bowal Kimbéli (nos 225, 226) ne renferment que des traces d'illite, mais sa proportion s'élève à 40 % sur le plateau de Kouroukoto, de position plus septentrionale (fig. 122). Il est possible que la teneur en illite ait été plus importante au moment du dépôt ; ensuite une partie aurait été transformée en kaolinite par lessivage de la silice sous climat plus humide. L'élimination de l'illite aurait été totale dans les régions très arrosées du Fouta Djalon ; ainsi pourrait s'expliquer la présence exclusive de kaolinite dans les limons éoliens des plateaux (n° 86).

Dépôts argileux des cuvettes, limons éoliens et éboulis de pente, toutes ces formations superficielles meubles, mises en place pendant cette grande période sèche sur les interfluves des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie, ont été ***fixées par le couvert végétal.*** Les placages de limons sur les plateaux latéritiques portent souvent des bosquets de grands arbres, se dressant au milieu des terrains rocailleux et dénudés du bowal[2]. Le saupoudrage de poussières éoliennes dans la région de Tambacounda a permis l'installation de la savane arborée ou de la forêt sèche soudanienne sur la cuirasse ferrugineuse recouvrant les grès du Continental terminal[3].

Les éboulis de pente sont presque partout fixés par la végétation et les versants se sont stabilisés. Sur les grands escarpements gréseux, des blocs de grès moins résistants se sont effrités par fragmentation ou désagrégation granulaire. La base des éboulis s'est progressivement enterrée dans la couche de sable où les arbres ont pu prendre racine. Sur les versants couverts d'un pavage de roches basiques, dolérites ou métabasites, une végétation arborée dense prospère grâce à la présence d'argiles de décomposition mélangées à des débris rocheux. Font exception certains hauts de pentes du massif de Bafoulabé où les éboulis n'ont pas été colonisés par la savane arborée.

1. Cf. l'étude de la fraction argileuse du premier remblai sablo-argileux, paragr. 1 d.
2. Cette végétation dense permet de les repérer facilement sur photographies aériennes.
3. Cf. 1re partie, chap. II, C 1 b.

***

La période sèche de l'Ogolien revêt une grande importance pour la pédologie et l'agronomie puisque la plupart des formations superficielles se sont alors mises en place. Grâce à la désagrégation mécanique des roches et au transport par le ruissellement diffus, les crues des oueds ou le vent, on assiste à des *apports de matériel frais*, resté meuble, souvent peu lessivé, jamais induré par les sesquioxydes.

Ces dépôts portent fréquement des sols jeunes ou peu évolués, relativement riches en matière organique et en bases. ***Ils fournissent les principales terres arables.*** *C'est pourquoi leur tapis végétal a été souvent défriché par l'occupation humaine.* N'est-ce pas sur les sables de l'ancien erg de dunes rouges du Cayor que s'est développée la culture arachidière ? Les dépôts épais et meubles du premier remblai portent souvent de belles récoltes, aussi bien aux environs de Kayes que plus en aval dans la région de Matam ou près de Kédougou sur la Gambie. Dans le Fouta Djalon et le Plateau Mandingue méridional, les remplissages argileux des bassins sont mis en culture ; parfois même les placages de limon sur les plateaux latéritiques ont été défrichés. Des champs de culture itinérante sur brûlis s'accrochent un peu partout aux pentes couvertes d'éboulis.

Ces terrains meubles, recherchés par les agriculteurs, ont aussi fixé l'habitat. Le long des cours d'eau, les villages ont été construits sur la surface plane des dépôts du premier remblai, non submersible, se trouvant ainsi près des terres arables et à l'abri des inondations. Dans les régions montagneuses, les cultivateurs se sont installés au pied des versants ou dans les bassins de remblaiement dont l'occupation est généralement très dense (fig. 127).

Les dépôts meubles, mis en place ou remaniés au cours de cette dernière grande phase sèche, sont très étendus dans toute l'Afrique tropicale au Nord de l'équateur. Ils sont de même nature et présentent les mêmes caractères que dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie : ce sont d'immenses champs de dunes fixées par la steppe sahélienne ou la savane nord-soudanienne, dans les régions septentrionales, et des alluvions ou des colluvions de matériel grossier et fin, dans les pays plus méridionaux.

D. LEUR IMPORTANCE EN AFRIQUE TROPICALE

Ces formations climatiques ont été étudiées dans diverses régions par des géomorphologues, des pédologues ou des géologues quaternaristes. Nous ne mentionnerons ici que certaines de ces études pour montrer l'extension des dépôts et la similitude de faciès dans des endroits distants parfois de plusieurs milliers de kilomètres. La découverte de pièces préhistoriques, *in situ*, dans des alluvions ou des colluvions, et surtout de récentes datations au radiocarbone permettent d'ores et déjà une corrélation avec la stratigraphie des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie.

a. La ceinture de grands ergs

Les massifs de dunes fixées de l'Ogolien se suivent à travers toute l'Afrique occidentale et centrale jusqu'à l'extrémité orientale de la cuvette du Tchad. ***Ils forment une bande continue, longue de 4 000 km environ et large de 200 à 500 km.*** Leur modelé présente partout la même succession de grands cordons surbaissés, soit longitudinaux, soit transversaux par rapport aux vents dominants ; il est généralement très oblitéré dans les régions méridionales où on passe des dunes aplaties à une plaine sableuse très monotone.

Plusieurs ergs de dunes rouges s'étendent à l'Est de la boutonnière du Hodh, entre

l'extrémité nord-est du Plateau Mandingue et la *vallée du Niger* (fig. 130). L'erg Irigui couvre le plateau gréseux du Dhar Néma[1]. D'autres massifs occupent les régions déprimées à l'Est de Nara. Le plus méridional est l'erg Ouagadou que Y. URVOY (1942) a étudié. Plus récemment, J. TRICART (1965 c) a montré que ces grandes dunes longitudinales ont barré le cours du Niger qui devait alors se perdre en amont de Mopti. Ces anciens ergs s'étendent largement de part et d'autre de la grande boucle du Niger : dans l'Azaouad au Nord, dans le Gourma au Sud (fig. 130). Les grands cordons dunaires sont tous orientés ENE-WSW. Selon J. P. BLANCK (1968), cet erg a recouvert toute la région, « ennoyant collines et buttes cuirassées sous une épaisse couverture sableuse qui, sur certaines collines, n'a pas encore été complètement déblayée » (p. 21).

Les dunes ogoliennes s'étirent au pied du plateau de Bandiagara dans la *plaine du Séno* où elles ont été étudiées par S. DAVEAU (1959). Elles s'alignent d'abord selon une direction NE-SW, qui devient presque N-S. Cet ancien erg est descendu très bas en latitude le long de la « falaise » de Bandiagara où sa limite méridionale se situe vers 12°45′ N[2]. Selon les récents travaux de J. C. LEPRUN (1969), la vallée du Sourou correspond à un ancien tracé du cours supérieur de la Volta Noire qui aurait rejoint le Niger ; puis la rivière a été barrée par les alignements dunaires (fig. 130). Ceux-ci couvrent les régions septentrionales de la Haute-Volta, d'après les études pédologiques de R. BOULET (1967, 1970).

Les ergs se sont alors étalés sur tout le *territoire du Niger*, depuis Niamey jusqu'au lac Tchad. J. DRESCH et G. ROUGERIE (1960) ont montré que les dunes ont coupé les anciennes vallées, désorganisant le réseau hydrographique. H. FAURE (1962 b) et F. PIRARD (1966) ont ensuite précisé l'extension des ensembles dunaires au Niger oriental. Les levés pédologiques de R. BOULET et M. GAVAUD[3] ont permis de distinguer deux générations d'ergs dans tout le Niger méridional. Ils se différencient surtout par le degré d'évolution de leurs sols et l'oblitération plus ou moins grande de leur modelé. M. GAVAUD (1967 c) a d'abord rattaché, à titre d'hypothèse, l'erg ancien du Niger aux dunes ogoliennes, *sensu stricto*, de la Mauritanie et du Sénégal occidental. Mais, d'après ses sols ferrugineux bien évolués et les formes très émoussées des dunes, cet erg correspondrait plutôt aux dunes aplaties du Ferlo septentrional, formées avant la période humide qui coïncide avec la transgression de l'Inchirien[4]. L'erg récent se serait donc édifié au cours de l'Ogolien. Il groupe une série de massifs dunaires constitués soit de cordons longitudinaux, hauts de 5 à 20 m, de direction ENE-WSW, soit de dunes transversales orientées NNW-SSE. Leur sable se distingue souvent de celui de l'erg ancien par un tri plus poussé et une plus forte proportion de grains éolisés.

Ces ergs se sont aussi étendus sur le *Nigeria septentrional* où ils ont été décrits par A. T. GROVE (1958). Ils ont envahi l'*extrémité nord du Cameroun*, descendant jusqu'à la latitude 10° N. Selon G. SIEFFERMANN (1967), les alignements dunaires NE-SW recouvrent une série d'anciens cordons littoraux du lac Tchad et ils ont été arasés au Nord de Yagoua par la dernière transgression de ce lac[5]. J. PIAS (1968) a distingué plusieurs générations d'ergs sur le *territoire tchadien*, comme R. BOULET et M. GAVAUD au Niger. D'après son tableau chronologique, le deuxième erg s'est établi entre 20 000 et 12 000 ans B.P. Il correspond donc aux dunes ogoliennes du bassin du Sénégal. Les recherches récentes de M. SERVANT[6], dans les régions de la cuvette tchadienne situées entre le 13e et le 15e parallèle, confirment cette interprétation : deux niveaux de sables éoliens encadrent des couches d'argiles et de marnes à Ostracodes, datées de 41 000 à 22 000 ans B.P. par le radiocarbone[7]. Les interdunes du deuxième erg sont partiellement colmatés par des dépôts de la dernière transgression lacustre dont l'âge absolu le plus ancien est de 12 000 ans B.P.

1. Th. MONOD, 1958.
2. Renseignement oral de J. C. LEPRUN.
3. G. BOCQUIER, M. GAVAUD, 1964 ; R. BOULET, 1964 ; M. GAVAUD, 1966, 1967 b et c.
4. Cf. 4e partie, chap. II, A 3 c.
5. Cf. chap. II, A 1 d.
6. M. SERVANT, S. SERVANT, G. DELIBRIAS, 1969.
7. Un seul âge avoisine 22 000 ans, les autres sont compris entre 30 000 et 41 000 ans.

Des massifs de dunes ogoliennes se sont formés également plus à l'Est, dans le *bassin du Nil.* Ils occupent certaines parties du Kordofan, dans la République du Soudan. Selon A. T. GROVE et A. WARREN (1968), les anciens ergs s'étendent dans la région de Qoz jusqu'à la latitude 10° N. De grandes dunes longitudinales, de direction N-S, s'élèvent notamment à l'Est d'El Obeid. A. J. WHITEMAN (1969) a reconnu dans les dépôts du Qoz (ou Quôz) au moins deux phases sèches ; la plus grande extension des ergs aurait eu lieu vers 20 000 ans B.P.

Ainsi les ergs de l'Ogolien se sont étendus largement dans le domaine nord-soudanien au cours de la glaciation du Würm récent dans les hautes latitudes. Il s'est donc produit un décalage général des zones climatiques de l'Afrique tropicale[1] vers l'équateur. C'est pourquoi la morphogenèse dans les régions plus méridionales a été marquée partout par la prédominance de l'érosion mécanique et la mise en place d'importants dépôts détritiques dans les vallées et les bassins intérieurs ou littoraux.

b. Principaux témoins en zone humide

Les pluies rares mais brutales, tombant sur un sol partiellement dénudé, engendraient partout un creusement linéaire, stimulé encore dans les régions littorales par l'abaissement du niveau de la mer. Ainsi G. S. DE CARVALHO (1963) rapporte à la régression würmienne l'entaille des vallées dans le Nord-Ouest de la Guinée portugaise. Elle est donc contemporaine de la dissection des plateaux de la Basse-Casamance par un chevelu hydrographique[2].

J. VOGT (1959 a) a bien montré que les entailles se multipliaient alors dans les vastes régions intérieures. Des réseaux hiérarchisés se formaient, disséquant les bas glacis. Le creusement a été très vigoureux le long des grandes rivières et des fleuves qui entaillèrent la roche saine. Les fragments arrachés aux seuils, les apports latéraux et les galets remaniés de terrasses anciennes se sont sédimentés dans le lit mineur. J. VOGT *a repéré et étudié ces* ***graviers sous berge*** *sur de nombreux cours d'eau dans diverses régions d'Afrique occidentale,* souvent très éloignées l'une de l'autre, mais situées toutes dans les domaines sud-soudanien et guinéen : cette nappe de galets, souvent cimentés par les oxydes de fer, apparaît sur le Bandama, la Komoé et leurs principaux affluents en Moyenne-Côte d'Ivoire (fig. 130), sur les rivières du Nord-Dahomey, rejoignant le Niger, sur la moyenne Bagoé, l'une des deux branches supérieures du Bani (fig. 130), sur les rivières du Sud-Ouest de la Haute-Volta[3]. Le matériel graveleux est bien classé sur les grands cours d'eau, plus hétérométrique sur leurs affluents à pente généralement plus forte. Il est toujours recouvert d'un épais dépôt de sables et de limons, comme dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie.

O. DAVIES (1964, 1966) a remarqué sur différentes rivières du Ghana des dépôts de « *basal gravels* ». Ces alluvions grossières s'identifient aux graviers sous berge[4]. Le niveau graveleux a livré des pièces du Lupembien[5]. Il est recouvert par le matériel fin de la « inner silt-terrace » qui correspond au premier remblai sablo-argileux ; elle contient parfois des pièces du « Middle Stone Age » terminal. Cette terrasse est certainement d'origine climatique, tout comme dans les régions plus septentrionales. Les cours d'eau ont d'abord charrié du matériel grossier. Par suite de l'accroissement de la sécheresse, ils ne transportaient ensuite plus que des éléments fins qu'ils abandonnaient déjà sur leurs cours supérieur et moyen.

Cette morphogenèse de milieu plus sec s'est manifestée à cette époque jusque dans les ***régions littorales de la Côte d'Ivoire.*** couvertes maintenant par la forêt pluviale (fig. 130). P. LE BOURDIEC (1958) a fait une première étude des dépôts dans la région d'Abidjan, distinguant plusieurs formations détritiques. Les recherches ont été reprises récemment par P. ASSÉMIEN, J. C. FILLERON, L. MARTIN et J. P. TASTET (1970), qui ont étendu leurs investigations

1. Cf. 1re partie, chap. II A.
2. Cf. paragr. A 1.
3. Cf. J. VOGT, 1956 a, 1959 b, 1962, 1967 b.
4. J. VOGT, 1967 a, l'a confirmé.
5. C'est une industrie du « Middle Stone Age » d'Afrique centrale, dérivant sans doute du Sangoen (F. BORDES, 1968, p. 247).

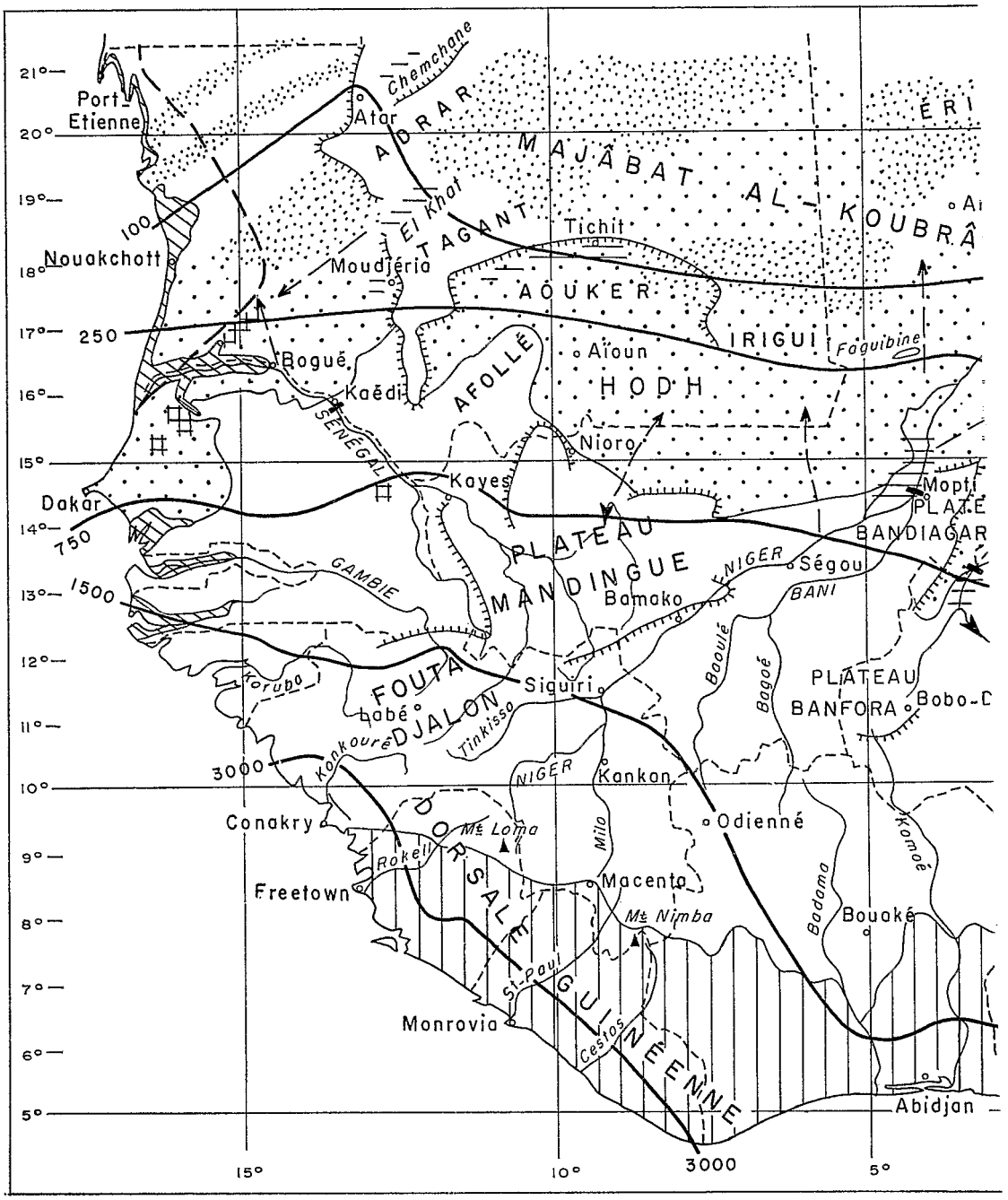
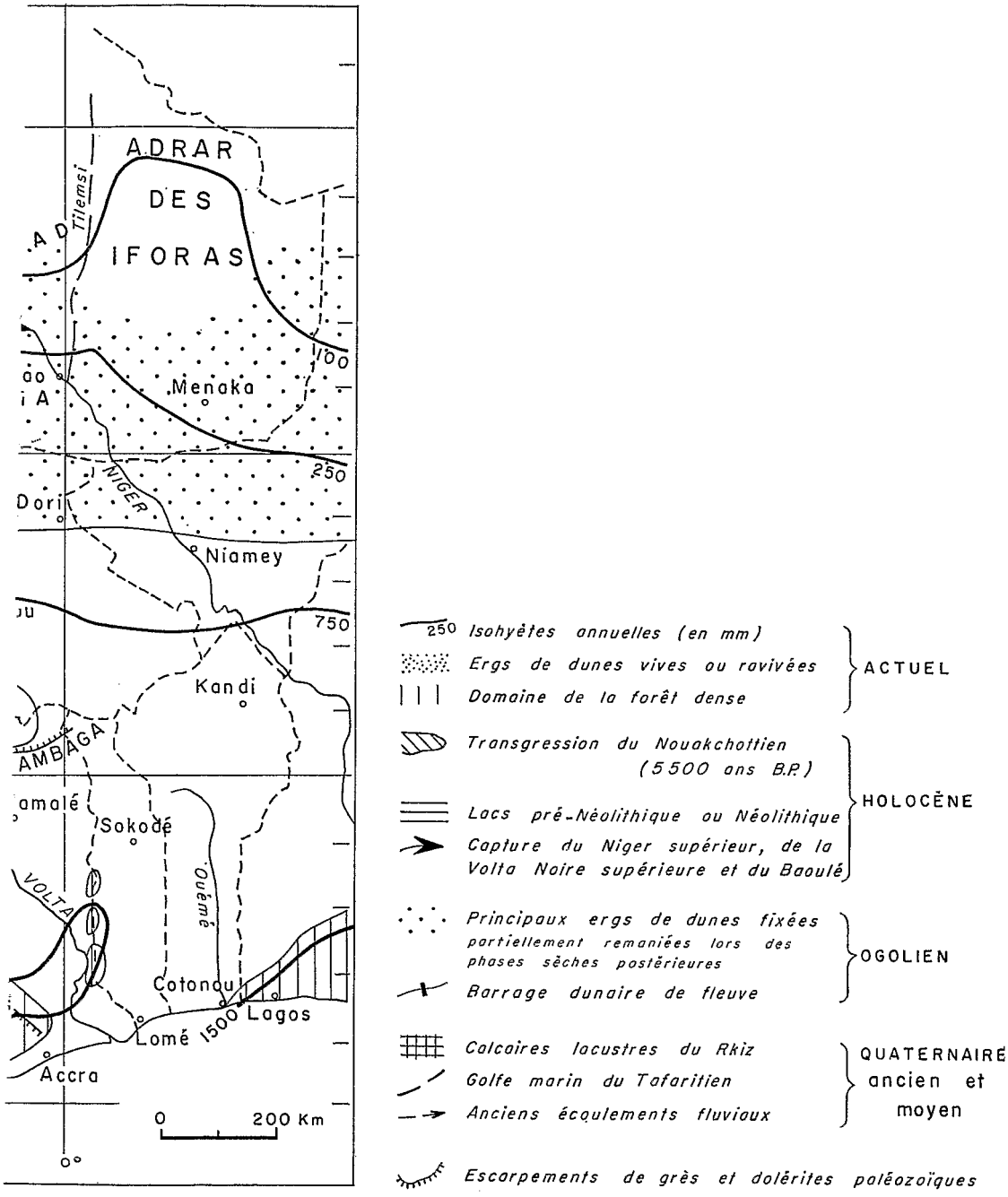


FIG. 130. — Variations climatiques et eustatiques au



re dans la zone tropicale sèche d'Afrique occidentale.

au plateau continental. Les premiers résultats de leurs travaux montrent déjà l'importance de la phase sèche et confirment en même temps la concordance avec la régression du Würm récent. Des épandages de sable plus ou moins argileux se sont alors produits au pied des falaises taillées dans les grès du Continental terminal pendant la transgression inchirienne. Le matériel, peu usé, provient du remaniement de ces grès.

Le glacis d'épandages se raccordait au plateau continental émergé par suite de la régression marine. L. MARTIN a trouvé entre – 80 et – 100 m des traces de formations littorales : grès de plage, Coraux, Amphistégines, Algues calcaires. Une tourbe située à 63 m sous le niveau de la mer a été datée au C 14 de 23 000 ans B.P.[1] ; elle repose sur une formation littorale fossilifère et elle est recouverte de 2 m de sable marin. P. ASSÉMIEN a étudié les pollens de cette tourbe. Elle en contient relativement peu et ce sont surtout des *Gramineae* et des *Cyperaceae*. La pauvreté de l'association pollinique et la forte proportion de Graminées indiquent la présence d'une végétation surtout herbeuse, de type savane. L'étude palynologique de cet échantillon daté prouve donc que le climat y était alors plus sec que de nos jours. A cette époque les dunes ogoliennes commençaient à se former dans les régions sahéliennes.

Les récentes études géomorphologiques et pédologiques de H. FÖLSTER (1969 a et b), H. ROHDENBURG (1969), K. BURKE et B. DUROTOYE (1970) montrent que cette phase sèche a fortement influencé la morphogenèse dans tout le ***Nigeria méridional*** où se développe maintenant la forêt ombrophile. On assiste alors à une « pédimentation », suivie de la mise en place d'importants dépôts détritiques. H. FÖLSTER (1969 b) a notamment étudié une série de coupes le long de tranchées faites en différents endroits du Nigeria occidental : une couche de graviers de base (pediment gravel), comprenant des débris de cuirasse des glacis antérieurs, repose sur la roche profondément altérée ; elle est recouverte de matériel fin sablo-argileux (hillwash). Ces deux dépôts constituent le niveau A 1α, que H. FÖLSTER parallélise avec les graviers sous berge et le premier remblai des bassins du Sénégal et de la Gambie[2]. K. BURKE et B. DUROTOYE (1970) ont trouvé dans des « pediment gravel » près de la rivière Ogun des pebble-tools et des éclats d'une industrie du « Middle Stone Age ». Ces pièces ont moins de 40 000 ans[3]. Il faut souligner ici la similitude de leur position avec celle des pebble-tools trouvés dans les graviers sous berge de la Gambie près de Kédougou[4].

De nombreux témoins d'alluvionnement et de colluvionnement en milieu plus sec subsistent aussi au ***Cameroun septentrional et central.*** J. HERVIEU (1970) montre leur importance dans le bassin supérieur de la Bénoué. Cinq datations au radiocarbone de niveaux légèrement organiques, à l'intérieur d'un remblaiement du Mayo Mali dans les Monts Atlantika, donnent des âges s'échelonnant de 18 000 à 15 000 ans B.C.[5]. Ces dépôts sont constitués en majeure partie par des arènes quartzo-feldspathiques et des cailloutis peu usés. Dans son étude du piémont nord de l'Adamaoua, P. FRITSCH (1969) a identifié une moyenne terrasse, très nette le long du Mayo Déo en amont de Kontcha. Le remblaiement, épais de 4 à 5 m, descend jusqu'au niveau des basses eaux. Il a donc été mis en place après une importante phase d'entaille linéaire. Ce dépôt comprend des nappes de galets cimentés en poudingue et des bancs sableux ou sablo-argileux. Par sa position et les faciès de ses alluvions, cette terrasse ne rappelle-t-elle pas les graviers sous berge et le premier remblai ?

La dégradation du climat humide s'est aussi manifestée dans la partie sud-ouest de la dorsale de l'Adamaoua. J. HURAULT (1970) décrit les témoins d'une phase d'érosion majeure sur le plateau de Banyo où les précipitations moyennes annuelles sont maintenant de l'ordre de 1 800 mm. Un réseau de grands lavakas entaille les bas versants des croupes convexes et se rattache au système de terrasses du Mayo Wodéo. Les dépôts contiennent localement des niveaux de tourbes. Deux datations au radiocarbone ont donné des âges de 24 500 et

1. L. MARTIN, 1969.
2. Ce niveau marquerait le début du dernier « cycle » d'érosion et de sédimentation ; les « cycles » antérieurs sont désignés par les lettres B et C.
3. Selon Th. SHAW, qui a effectué des fouilles préhistoriques dans la région.
4. Cf. paragr. A 2 a.
5. B.C. = before Christ (pour convertir ces dates en années B.P. il faut donc ajouter 1 950 ans).

18 000 ans[1]. Dans la plaine de Tikar, s'étendant au Sud du plateau de Banyo, P. FRITSCH (1970) retrouve la moyenne terrasse définie dans la région de Kontcha. Au pied des reliefs du pourtour elle comprend des « graviers sous berge » couverts de dépôts plus fins, sableux, avec des passées graveleuses et parfois des lentilles d'argiles gris-bleu. Sa mise en place indique l'existence d'un climat nettement plus sec et plus contrasté, favorable « à un décapage accéléré des versants, à des phénomènes d'érosion en nappe ou d'accumulation brutale sur le piémont, à la faveur de violentes chasses d'eau » (p. 14). Des traces de morphogenèse en milieu plus sec apparaissent encore jusqu'aux environs de Yaoundé, vers la latitude 4° N[2].

Des fluctuations climatiques se sont aussi produites au Quaternaire récent dans les régions tropicales de l'*Afrique au Sud de l'équateur*. Analysant les terrasses d'accumulation des environs du Stanley Pool et les dépôts superficiels des interfluves, J. DE PLOEY (1965) a pu démontrer que « les régions du Congo occidental ont été affectées par un paléoclimat plus sec au cours d'une période qui s'intercale entre 30 000-50 000 B.P. et 10 000 B.P. environ » (p. 149).

Ces observations récentes faites de part et d'autre de l'équateur tendent à confirmer l'hypothèse de J. TRICART (1956 d) que *les oscillations du climat ont été synchrones dans les deux hémisphères*. Ainsi le domaine de la forêt pluviale s'était considérablement rétréci pendant la dernière grande phase sèche de l'Ogolien ; elle subsistait probablement dans certaines régions du Gabon, de l'extrême Sud du Cameroun et du Congo septentrional, peut-être aussi dans les régions littorales du Libéria et de la Sierra Leone méridionale (fig. 130).

Les diverses formations superficielles mises en place au cours de cette grande phase sèche ont connu ensuite une certaine évolution pédogénétique. Les dépôts du premier remblai sablo-argileux ont été entaillés en terrasse, dominant le lit majeur actuel des cours d'eau. Les ergs de dunes rouges ont été traversés par le Sénégal et ses derniers affluents qui le rejoignaient à nouveau. Le Niger a aussi réussi à franchir les massifs dunaires pour rejoindre l'océan (fig. 130). Quelles sont les étapes morphoclimatiques qui ont marqué l'évolution du relief depuis la fin de cette grande phase sèche, vers 14 000 ans B.P., jusqu'à l'époque actuelle ? Comment se sont-elles imbriquées avec les variations du niveau marin liées à la transgression du Postglaciaire ?

1. Ces dates semblent correspondre à des âges B.P., mais ce n'est pas précisé dans l'article.
2. P. FRITSCH a commencé leur étude.

Chapitre II

Les retouches récentes et les dépôts des vallées

La pluviosité semble avoir augmenté progressivement. Puis le climat était plus humide que de nos jours (fig. 108). Plusieurs oscillations climatiques de moindre importance se sont encore produites ensuite. Ces variations n'ont eu qu'un effet très limité sur la morphogenèse dans les hauts bassins, mais elles ont influencé la pédogenèse et, en interférant avec la remontée progressive de la mer, elles ont donné l'aspect actuel aux vallées alluviales du Sénégal et de la Gambie et au modelé littoral. Ainsi ces deux fleuves ont d'abord creusé profondément leur lit, puis alluvionné. Les dépôts fluviatiles ou fluvio-deltaïques alternent avec des sédiments marins, sableux ou vaseux, dans les basses vallées. La côte a été régularisée et d'importantes dunes littorales se sont formées dans le Delta du Sénégal (fig. 102) et dans la région des Niayes (fig. 119).

A. RECREUSEMENT DES VALLÉES ET PÉDOGENÈSE

Grâce à l'augmentation des pluies, la forêt dense s'est à nouveau étendue en Afrique occidentale et centrale. C'est alors qu'une flore forestière humide, à tendance montagnarde, a colonisé les hauts reliefs du Fouta Djalon[1]. La savane arborée remontait vers le Nord, bien au-delà de sa limite actuelle. Cette transformation du milieu bioclimatique s'est traduite de plusieurs manières dans la morphogenèse.

1. LA PULSATION HUMIDE

L'installation du tapis végétal dans les régions septentrionales a probablement été lente. Le ruissellement pouvait se produire sur les plateaux, les versants et les vastes glacis après les fortes averses. Les eaux écoulées se concentraient en un réseau hydrographique dense et hiérarchisé. Les débits des grandes rivières devaient être importants pour une charge solide relativement faible. Elles ont donc d'abord creusé leur lit. La Gambie cessa d'alluvionner le long de son cours moyen et entailla les dépôts sablo-argileux du premier remblai en terrasse. Le Sénégal creusa aussi son lit dans le premier remblai et déblaya une partie du sable des dunes rouges pour rejoindre l'océan.

1. Cf. 1re partie, chap. II, C 1 c et 2 d.

a. L'entaille des ergs ogoliens

Le recreusement des basses vallées a été stimulé par la position encore très basse du niveau marin lorsque les précipitations redevenaient plus abondantes. La mer se trouvait vers – 77 m à 14 000 ans B.P., selon H. FAURE, P. ELOUARD (1967). Une deuxième tourbe, récoltée par L. MARTIN (1969) sur le plateau continental de la Côte d'Ivoire à 60 m sous le niveau de l'océan, a été datée de 11 900 ans B.P. au radiocarbone. Cette tourbe littorale contient surtout des pollens de palétuviers et des spores de Fougères[1]. L'étude palynologique montre ainsi que le climat était à cette époque nettement plus humide que lors de la formation de la première tourbe, datée de 23 000 ans B.P., qui s'est mise en place pendant la régression au cours de l'Ogolien[2]. La deuxième tourbe est recouverte de 2,50 m de sable à Foraminifères, déposé lorsque le niveau de la mer était plus élevé.

*Le **Sénégal** rejoignait alors l'océan.* Mais le recreusement de sa vallée inférieure, à travers les ergs de dunes rouges, a sûrement été complexe et s'est probablement échelonné sur deux à trois millénaires. *Il semble qu'un petit fleuve se soit formé à la hauteur de Richard-Toll.* Il a creusé une vallée profonde en fonction du niveau marin encore très bas, pendant que le Sénégal amont franchissait les cordons dunaires. Ce petit fleuve a entaillé le substratum de calcaires paléocènes jusqu'à la cote – 28 m à la hauteur de Richard-Toll (fig. 109, sondage SD). Le sondage situé à 5 km au Sud de Rosso (fig. 102) a traversé, après les niveaux de vase, des sables fins avec quelques gravillons ferrugineux bien émoussés qui pourraient correspondre à des sédiments fluviatiles ; ils se situent entre 32,50 et 35,60 m de profondeur[3].

Le Sénégal amont traversait la succession des dunes rouges par leurs ensellements. Dans l'ensemble, ces cordons dunaires étaient plus bas dans l'ancienne vallée puisqu'elle a été creusée profondément sous le niveau de la mer avant la phase aride de l'Ogolien[4]. Ainsi les dunes résiduelles dans le lit majeur au Nord–Nord-Est de Guédé n'atteignent que 7 m, alors que celles situées sur la bordure, à l'Ouest–Sud-Ouest de la localité, s'élèvent à 15 m. Le Sénégal a donc *retrouvé progressivement son ancienne vallée en aval de Kaédi.* La limite méridionale est sensiblement rectiligne puisque le fleuve se heurtait à la cuirasse ferrugineuse couvrant le glacis polygénique du Ferlo septentrional[5]. Par contre, la vallée pouvait s'élargir vers le Nord ; c'est pourquoi elle atteint une largeur de 25 km au niveau de Podor. Le Sénégal s'était probablement divisé en une multitude de bras, qui suivaient des interdunes, puis franchissaient les dunes en divers endroits, s'anastomosaient ensuite et se séparaient à nouveau. Le paysage devait ressembler à celui que présente maintenant la vallée du Niger en aval du lac Débo jusqu'à Niafounké[6]. Les différents bras sapaient peu à peu les dunes, agrandissant le lit majeur. Ils remaniaient le matériel sableux et l'étalaient en un delta intérieur. Ces tracés des bras du fleuve et l'ancien modelé de la vallée alluviale ont été effacés ensuite, lorsque la mer s'est avancée jusqu'à Bogué au maximum de la transgression[7].

L'entaille du petit fleuve côtier a été envahie progressivement par la mer au cours de la transgression. Les dépôts de vase, très épais dans la région de Richard-Toll (fig. 109), se terminent rapidement en biseau vers l'amont, à la hauteur de Keur Mour[8]. *La jonction entre le Sénégal amont et le fleuve côtier s'est faite près de Dagana ; c'est pourquoi la vallée actuelle se rétrécit considérablement dans ce secteur, ne mesurant que 10 km de large* (feuille Dagana). Les sondages situés en amont de l'île de Keur Mour et celui de Dagana n'ont traversé que du sable contenant parfois des gravillons ferrugineux : il provient du remaniement des dunes rouges et d'une faible érosion des épandages graveleux du Ferlo en bordure de la vallée. Ces

1. P. ASSÉMIEN *et al.*, 1970.
2. Cf. chap. I, D b.
3. Cf. paragr. B 1.
4. Cf. chap. I, A 1.
5. Cf. 4e partie, chap. II, A 1 b.
6. Il est bien représenté sur la carte topographique au 1/500 000, feuille Mopti.
7. Cf. paragr. B 2 a.
8. Ils n'ont plus que 3-4 m d'épaisseur dans le sondage C.

dépôts reposent sur du sable grossier à graviers et galets de calcaire, silex, quartz et cuirasse ferrugineuse, correspondant à la nappe alluviale mise en place avant l'édification des dunes rouges[1]. Cette jonction entre les deux parties du fleuve à la hauteur de Dagana a pu se réaliser vers 11 000 ans B.P. Le Sénégal a ensuite évacué une partie du sable dunaire remanié. Mais l'entaille sur le cours amont est restée limitée puisque l'évolution du climat vers l'humidité ralentissait le creusement des cours d'eau. Le fond de la vallée se situait alors entre les cotes – 4 et – 8 m au niveau de Bogué, d'après les coupes des différents sondages (fig. 115).

Il subsiste encore quelques marques de l'érosion du Sénégal inférieur. La ligne de contact de l'erg du Trarza et des dépôts plus récents présente de grandes concavités, en arc de cercle, à la bordure septentrionale du Delta (fig. 102). Cette ligne sinueuse correspond probablement au tracé d'anciens méandres de très grande taille, sapant les dunes ogoliennes[2]. La corde de ces arcs a une longueur de 18 à 22 km. On remarque aussi le lit encore très frais d'un ancien marigot au Sud-Est de la cuvette du Ndiael, à la bordure méridionale du Delta. Ce talweg d'une largeur de 100 à 200 m, appelé Tieng, dessine des méandres, contournant un cordon de dune ogolienne ; il s'amenuise très vite vers l'amont (feuille Saint-Louis). C'est probablement le cours supérieur d'un petit affluent dont la partie aval a été entièrement colmatée au cours de la transgression.

Le ***Gorgol*** *a franchi le petit erg qui barrait sa basse vallée* (fig. 98 c et d) *pour rejoindre le Sénégal.* Mais il n'a pas pu déblayer entièrement le sable des dunes rouges[3] : il en subsiste un grand îlot dans le lit majeur près de Toumbéré Djingué et la largeur de la vallée se réduit ensuite à 4 km, contre 8 km en amont du barrage dunaire (feuille Kaédi). A cet endroit, la limite méridionale de sa vallée en forme d'arc de cercle indique l'existence d'un ancien méandre.

Le réseau hydrographique du ***Ferlo*** *était redevenu fonctionnel.* Le collecteur s'est réinstallé dans son ancienne vallée. Il a traversé perpendiculairement les cordons de dunes ogoliennes en aval de Mbéyène. Puis la vallée du Bounoum présente les traces de grands méandres en amont de Keur Momar Sarr. La rivière a déblayé ensuite le sillon du lac de Guier pour se jeter dans le Sénégal inférieur près de Richard-Toll. Les limites de cette ancienne vallée sont très irrégulières. Elle se rétrécit juste en aval de Sier entre deux grands cordons de dunes rouges, puis s'élargit à nouveau (fig. 102). Un grand lambeau dunaire subsiste à la hauteur de Gnit au milieu de la dépression occupée maintenant par le lac. Des chapelets de mares temporaires jalonnent actuellement en amont de Keur Momar Sarr cet ancien réseau du Ferlo, très ramifié.

Les dunes rouges ont été érodées à la même époque dans la cuvette du lac Rkiz au Nord de la basse vallée du Sénégal[4]. Les hautes dunes de la bordure orientale ont été entaillées perpendiculairement par une série de petits cours d'eau. Des traces d'anciens lits d'oueds sont encore visibles au Nord du lac, dans la partie méridionale de la grande dépression de l'Aftout ech Chergui. Ce réseau embryonnaire incise les grès du Continental terminal et les calcaires lacustres du Quaternaire moyen (feuille Dagana). Il rejoignait probablement la vallée du Sénégal en suivant certains interdunes des grands alignements dunaires.

Plusieurs ***petits fleuves côtiers*** *entaillaient alors les dunes ogoliennes dans les régions littorales entre Nouakchott et la presqu'île du Cap-Vert.* J. Dubois (1967) signale l'existence d'une ancienne vallée au Nord du Delta : « Entre la route de Rosso – Nouakchott et la dépression de l'Aftout es Saheli..., légèrement plus au Sud que Lagouéchichit et au Nord de la saline de N'Térert (lat. 17°7') une vallée de 10 km de long s'insinue entre les dunes de l'Ogolien. La photo aérienne montre des traces de ruissellement. Juste avant l'Aftout, la vallée a été bouchée par des dunes jaunes basses (altitude 3 m). »

Une série d'anciennes vallées sont encore bien marquées dans la topographie entre l'extrémité sud-ouest du Delta et Kayar. La première est celle de *Mboro* (fig. 119). Cette

1. Elle a été recoupée aussi par le sondage S A de Richard-Toll (fig. 109) et par les sondages de Bogué (fig. 115) ; cf. chap. I, A 3 d.
2. Elle ne peut être le résultat d'une érosion marine puisque c'est le côté du Delta à l'abri des houles ; cf. paragr. B.
3. P. Michel, 1956 c.
4. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 a.

grande niaye, allongée WNW-ESE, recoupe presque perpendiculairement une succession de dunes rouges[1]. Les anciens méandres du petit fleuve sont bien visibles sur les photographies aériennes prises en 1954[2] ; plusieurs boucles se suivent (fig. 131). Cette vallée s'élargit et se ramifie vers l'aval. Une autre vallée, plus petite, apparaît à quelques kilomètres plus au Sud (fig. 119). Ensuite, en allant vers Kayar, on traverse deux autres vallées mortes, celles du lac de Mékhé et du lac Tanma ; cette dernière s'étend loin dans l'arrière-pays jusqu'au pied de la cuesta de Thiès et présente un étranglement très net dans sa partie aval au passage des dunes ogoliennes. Les recherches de M. M. SALL (1969) montrent qu'une vallée débouchait alors à Kayar : c'est la niaye de Sanegobidène, s'élargissant au lac Mbaouane. Toutes ces dépressions allongées se sont colmatées ensuite ; elles ont été isolées de l'océan au cours des deux derniers millénaires par l'avancée des dunes littorales (fig. 131).

Le creusement linéaire de tous ces petits cours d'eau a été facilité par la position basse du niveau marin à cette époque. *Le réseau du **Sine** et du **Saloum** s'est alors constitué.* Ces deux cours d'eau ont entaillé le bas plateau cuirassé recouvert de dunes rouges peu élevées (fig. 93). Ils se rejoignent avant d'atteindre l'océan dans une région déprimée à l'Ouest de Kaolack. *La **Gambie** a aussi creusé profondément son lit dans la région côtière.* Il est descendu à la cote – 36 m près de son embouchure actuelle d'après la coupe d'un sondage fait à Bathurst[3].

Comment se présente alors la morphogenèse dans les **régions éloignées de l'océan** Partout les cours entaillent leur lit. Dans la partie septentrionale du bassin du Sénégal, complètement aréique pendant l'Ogolien (fig. 117), les anciens affluents ressuscitent, de nouveaux se créent, traversant des ergs de dunes rouges.

*Ce creusement dans les hauts bassins est entièrement d'origine climatique puisqu'il s'est aussi manifesté dans des régions endoréiques comme le **Tagant**[4].* Plusieurs réseaux hydrographiques bien hiérarchisés se sont formés dans ce grand massif gréseux. Celui de l'oued el Abiod aboutissait alors à la plaine sableuse du Tarsa qui s'allonge entre le rebord occidental du Tagant et les grands ergs du pourtour[5]. Alors qu'au Quaternaire ancien et moyen ses eaux atteignaient le Sénégal par la dépresison de l'Aftout ech Chergui à certaines périodes[6], elles ne pouvaient plus le rejoindre puisque ce couloir a été barré par des cordons dunaires dans sa partie amont. D'autre part, des hauteurs peu marquées de roche en place empêchaient l'écoulement vers le Sud ; elles séparent les épandages du Tarsa, aux alentours de Moudjéria, de la vallée supérieure du Gorgol Blanc.

*Par contre, la vaste boutonnière du **Hodh** couverte d'une série d'ergs ogoliens, possédait alors plusieurs réseaux hydrographiques qui se rattachaient tous au Sénégal.* A l'Ouest, le Karakoro s'est reconstitué et a entaillé les massifs de dunes longitudinales qui occupaient le grand couloir entre les plateaux gréseux de l'Assaba et de l'Afollé dans les régions de Kiffa et de Kankossa (fig. 158). La vallée du *Taskas* était alors fonctionnelle et se raccordait à celle du Karakoro. Cette vallée a pris naissance au pied du grand escarpement qui termine le Tagant au Nord-Est (fig. 93) ; elle s'allonge vers le Sud–Sud-Est sur plus de 100 km en suivant des dépressions interdunaires, recoupant par endroits un des grands bourrelets transversaux de l'Aouker occidental[7]. La rivière a déposé des sables blancs qui contiennent quelques petits blocs de grès ou de jaspes[8]. Ils ont été ensuite légèrement entaillés et se présentent maintenant en banquettes au pied des dunes.

Un second réseau hydrographique, beaucoup plus ramifié, s'est formé dans la partie orientale du Hodh et a entaillé les vastes ergs s'étendant entre l'Afollé et l'escarpement du Dhar Oualata ; il se raccordait au Wadou, la branche septentrionale de la Kolinbiné, à l'endroit

1. P. MICHEL, 1955.
2. Ce modelé a disparu depuis lors par suite de l'exploitation des phosphates de chaux de Taïba.
3. P. MICHEL, 1960 c.
4. Il faut mettre à part son extrémité sud-ouest, drainée par les branches supérieures du Gorgol Blanc.
5. S. DAVEAU, P. MICHEL, 1969.
6. Cf. 4e partie, chap. II, A 1 a.
7. Cf. chap. I, B 3.
8. S. DAVEAU, 1965.

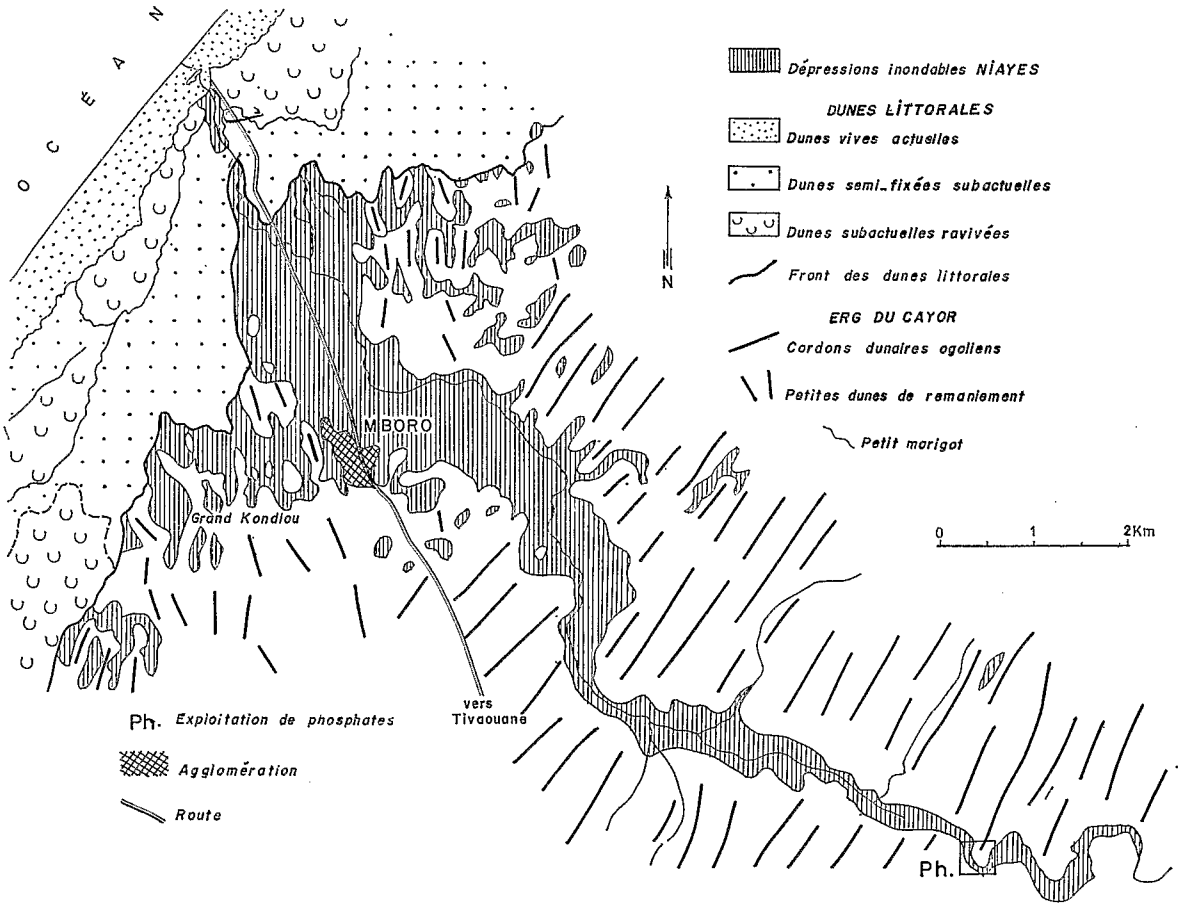


FIG. 131. — Croquis géomorphologique des environs de Mboro (Sénégal occidental).

où ce cours d'eau fait un grand coude pour se diriger vers l'Ouest (fig. 93). Ces anciennes vallées apparaissent maintenant comme des « dépressions très allongées souvent larges de plusieurs kilomètres et profondes au maximum d'une quinzaine de mètres, complètement ensablées »[1]. C'est le système des « tâyâret », dont le collecteur est appelé *El Msil*.

Le troisième réseau est celui de la « *vallée du Serpent* » à l'extrémité sud-est du Hodh. Cette longue vallée morte, très sinueuse, a été creusée après la jonction de plusieurs oueds issus des reliefs de la région de Banamba, au Nord–Nord-Est de Bamako (fig. 93). Elle se dirige d'abord vers le Nord, recoupant une série d'alignements dunaires, puis tourne vers l'Ouest–Sud-Ouest, prenant l'orientation générale des dunes de l'erg Ouagadou et rejoint le Baoulé au sommet de sa grande boucle. Les tracés des anciens méandres taillés dans les sables dunaires sont encore bien visibles sur photographies aériennes. Le talweg se situe à 260 m dans la région de Nara et à 241 m près du confluent, à Torodo. La « vallée du Serpent » ne peut pas être un ancien lit du Baoulé puisque son fond s'élève en s'éloignant du cours actuel de cette rivière.

La grande boucle du ***Baoulé*** *correspond certainement à un coude de capture, comme l'a indiqué* R. DARS (1955). Elle se serait produite par déversement tout au début de la pulsation humide, avant que se forme la « vallée du Serpent ». Le Baoulé divaguait alors sur les épais dépôts du premier remblai, mis en place lorsque sa vallée a été barrée par les ergs ogoliens. Lors d'une crue très forte, il s'est jeté dans la vallée étroite d'un petit affluent de droite du

1. P. AUDRY, Ch. ROSSETTI, 1962, p. 13.

Bakoy, le Goumaniko. A la suite de cette capture, le Baoulé a entaillé profondément son lit dans les sables argileux du premier remblai. Il a même entamé le soubassement rocheux sur son cours inférieur. Ainsi à Ouassadan, la base de la terrasse du premier remblai se situerait « à 20 mètres environ au-dessus du lit actuel du Baoulé », selon R. FURON (1930, p. 32). En aval de ce lieu-dit, la rivière a creusé une gorge dans les niveaux résistants des grès infracambriens ou dans les dolérites avant de rejoindre le Bakoy près de Toukoto[1].

Pendant que les cours d'eau entaillèrent leur lit, le modelé des ergs ogoliens s'est peu à peu oblitéré. ***Les cordons dunaires se sont abaissés*** *selon le schéma établi par* S. DAVEAU (1965) d'après des observations précises sur le façonnement actuel des grands bourrelets transversaux de l'Aouker occidental. Les flancs des dunes ont été profondément ravinés au début de la phase humide lorsque le sable n'était pas encore entièrement fixé par le tapis végétal. Les têtes de ravins des deux versants ont reculé rapidement dans ce matériel meuble et se sont rencontrées au milieu de la dune. Ainsi le sommet du cordon a été raboté pendant que sa base se colmatait par épandage de sable remanié.

Les ergs les plus méridionaux sont les plus aplatis puisque, d'une part, ils étaient certainement moins élevés à l'origine et que, d'autre part, ils ont été affectés les premiers par le ravinement et pendant une plus longue période. Ainsi les dunes primitives de la partie sud-est du Cayor et du Hodh méridional se sont transformées en rides surbaissées dont les pentes les plus fortes ne dépassent pas 5°. Les alignements dunaires sont généralement encore reconnaissables. Comme le note judicieusement R. CAPOT-REY (1970, p. 13), « le retour à l'humidité aplatit l'erg et émousse les formes, sans effacer les directions majeures de la topographie ».

L'abaissement des pentes et la densité du couvert végétal freinèrent d'abord le ravinement puis l'arrêtèrent complètement. Les eaux s'infiltrèrent dans le matériel sableux perméable et entraînèrent des éléments en solution. Une phase de pédogenèse commença alors. Elle s'est manifestée non seulement sur les ergs « vêtus »[2] mais aussi sur la terrasse du premier remblai.

b. Formation de sols

Le climat est devenu progressivement beaucoup plus humide que de nos jours (fig. 108). Les sols formés à cette époque sont généralement des paléosols[3] et ont parfois tendance à se dégrader sous les conditions climatiques actuelles.

Les sables des ***dunes ogoliennes*** *ont alors subi une* ***rubéfaction*** *généralisée.* Ils sont généralement colorés en rouge ou orange sur une épaisseur de 1 à 3 m ; en profondeur les teintes pâlissent, passant au beige. J. TRICART a montré que les plantes facilitent dans les sables purs la pédogenèse « qui remet en marche le fer et provoque conjointement la formation d'une poussière de quartz, plus abondante en surface, qui donne des éléments de la taille des limons ». Ces petits éléments colmatent les vides entre les grains plus grossiers et diminuent la perméabilité du matériel. Les oxydes de fer, peu hydratés, de teinte rouge, se fixent sur les grains de quartz sous forme d'un enduit irrégulier colorant le sable. « Comme l'épaisseur de cet enduit ne varie pas beaucoup en fonction de la taille des grains, il est d'autant plus abondant que les grains sont plus petits, c'est pourquoi les sables plus fins donnent des sols plus colorés, de teinte plus vive »[4].

Des *sols brun-rouge* (fig. 57, n° 3) se sont ainsi formés sur les ergs du Trarza, du Brakna, du Karakoro et du Sénégal septentrional[5]. Vers le Sud, dans les régions plus arrosées, ils passent aux *sols ferrugineux tropicaux non lessivés*, appelés sols *dior* (fig. 58), qui présentent un horizon rubéfié plus épais (fig. 57, n° 4). Ces sols caractérisent l'erg du Cayor et les dunes aplaties de

1. Cette capture du Baoulé par le Bakoy mériterait une étude plus approfondie.
2. Pour reprendre une des expressions imagées de Th. MONOD.
3. Cf. 2e partie, chap. III C.
4. J. TRICART, p. 164.
5. Cf. 2e partie, chap. III, A 1 a.

la région de Bambey-Diourbel[1]. Les dunes aplaties de Harr, à l'Ouest–Nord-Ouest de Sélibabi, et les petites dunes résiduelles de la vallée du Sénégal près de Moudéri portent aussi des sols ferrugineux non lessivés, selon P. AUDRY (1961).

Les études pédologiques récentes tendent à montrer que ces sols brun-rouge et ferrugineux non lessivés, formés sur les dunes ogoliennes, sont des ***sols peu différenciés*** *ne possédant qu'un horizon B de couleur.* Ils ne montrent presque jamais de variation structurale appréciable, d'après M. GAVAUD (1967 a). Ces sols se distinguent ainsi de ceux formés précédemment sur l'erg plus ancien du Ferlo septentrional qui présentent un horizon B textural et sont qualifiés de sols évolués[2]. La pédogenèse sur les dunes ogoliennes a duré moins longtemps. Leurs sols, plus jeunes, s'identifieraient à ceux de l'erg récent de la Haute-Volta septentrionale et du Niger méridional, selon R. BOULET[3]. Il faut attendre les résultats de nouvelles prospections pédologiques pour pouvoir mieux définir les sols des dunes rouges du Sud-Ouest de la Mauritanie et du Sénégal et les comparer à ceux des ergs de la Haute-Volta et du Niger, bien caractérisés maintenant.

La terrasse du ***premier remblai*** *sablo-argileux a aussi connu une certaine évolution pédologique au cours de cette phase humide.* L'étude de coupes[4] nous a déjà montré que son matériel contient des concrétions ferrugineuses ; elles sont généralement très abondantes entre 1 et 2,50 m dans la région de Kayes. Ce niveau concrétionné correspond certainement à un horizon B d'un sol. Au cours de la pédogenèse les hydroxydes de fer se sont donc bien individualisés, ont été lessivés et se sont accumulés en profondeur. *Les profils de la terrasse présentent ainsi de prime abord les caractères d'un* ***sol ferrugineux tropical lessivé à concrétions***[5]. Ce type de sol se forme généralement dans le secteur sud-soudanien, où les précipitations moyennes annuelles sont comprises entre 900 et 1 200 mm. « Les profils sous pluviométrie inférieure à 900 mm ont des caractères hérités de conditions climatiques disparues »[6]. Or la station de Kayes ne reçoit que 789 mm par an (fig. 10). En outre, le premier remblai renferme encore des concrétions ferrugineuses dans des régions plus septentrionales, notamment aux environs de Yélimané où il tombe en moyenne 650 mm. Ces chiffres donnent des indications sur l'importance de l'accroissement de la pluviosité.

La formation de ces sols n'a pas exigé beaucoup de temps : un ou deux millénaires ont pu suffire, ce qui est peu à l'échelle du Quaternaire. R. FAUCK (1963) l'indique clairement dans son étude des sols ferrugineux à concrétions, en écrivant (p. 396) : « Nous ne pensons pas que le concrétionnement soit un phénomène dont la mise en place soit de durée très longue, comme la ferrallitisation par exemple. Sans être aussi rapide que la création de caractères d'hydromorphie, il nous semble que, vu la mobilité du fer, quelques centaines d'années doivent suffire pour la mise en place des premières concrétions. » Celles-ci sont parfois peu indurées et très riches en grains de quartz, se présentant comme des nodules de grès ferrugineux. Ces sols contiennent localement aussi des concrétions calcaires.

La nature sablo-argileuse du matériel favorisait son concrétionnement. *Il semble que les concrétions ferrugineuses et calcaires se soient surtout formées à la suite d'engorgements temporaires en profondeur dans la zone de fluctuation de la nappe phréatique.* Certains minéraux argileux ont alors subi une altération : une partie de l'illite s'est transformée en montmorillonite par dégradation, des cristaux de montmorillonite sont devenus gonflants[7]. P. AUDRY (1961) a cartographié les sols sur le premier remblai le long du Karakoro et dans la région de Sélibabi principalement comme des sols ferrugineux tropicaux « sur produits de recouvrement sableux à sablo-argileux »[8]. A. CHAUVEL (1966) a examiné ces sols le long de la Gambie

1. Cf. 2e partie, chap. III, A 1 b.
2. Cf. 4e partie, chap. II, A 3 c.
3. Renseignement oral.
4. Cf. chap. I, C 1 a, b, c.
5. Cf. 2e partie, chap. III, A 1 b.
6. R. FAUCK, 1963, p. 383.
7. Cf. chap. I, C 1 d, notamment le tableau 28.
8. Cf. 2e partie, chap. III, B 3 a.

dans la région de Kédougou et les a classés comme des sols peu évolués d'apport, faciès ferrugineux tropical sur remblais sablo-argileux ou faciès à hydromorphie de profondeur sur bourrelets alluviaux. Pour mieux connaître la pédogenèse sur le premier remblai il faudrait faire des études pédologiques détaillées dans des régions où cette terrasse est très étendue et bien caractérisée, notamment aux environs de Kayes et dans le secteur de Yélimané[1].

Les sables légèrement argileux, qui recouvrent par place les graviers ferrugineux aux ***environs de Dakar***[2], contiennent dans leur partie inférieure des *concrétions et amas calcaires.* F. TESSIER (1970) vient de faire dater au radiocarbone une de ces concrétions, prélevée dans une tranchée près de Yof à une profondeur d'environ 3 m : l'âge obtenu est de 9 780 ans B.P. La présence de nodules calcaires en grandes quantités indique, selon les travaux de divers chercheurs, l'existence d'un couvert végétal notable à l'époque du concrétionnement. F. TESSIER en déduit que « la formation des poupées correspond à une période relativement humide » (p. 8). Cette date de 9 780 ans est le premier âge au Sénégal pour situer dans la chronologie absolue cette phase humide postérieure à l'aride de l'Ogolien.

Le lessivage était alors plus intense que de nos jours dans les ***régions méridionales,*** plus arrosées. *Les alluvions grossières des graviers sous berge ont été plus ou moins cimentées par le fer en poudingue ;* ce niveau graveleux, situé dans la zone de battement de la nappe phréatique, constituait un milieu très favorable pour la précipitation des hydroxydes de fer. Ceux-ci migraient aussi dans les formations meubles des glacis. Ainsi *une nouvelle* ***carapace*** *a pu se former en profondeur sous le revêtement ferrugineux bien induré des haut et moyen glacis cuirassés,* comme le montrent certains profils de puits d'étude à Tinkoto, au Sénégal oriental[3]. *L'accumulation d'oxydes de fer dans le bas glacis le long du cours inférieur de la Gambie a certainement repris à cette époque* après l'interruption pendant l'Ogolien. C'est alors que la formation des sols rouges ou sols ferrallitiques faiblement désaturés de Basse-Gambie et de Casamance a pu s'achever ; nous avons vu[4] que ces sols s'étendent sur certains modelés anciens des interfluves. Au Nord de la Gambie, ils sont en déséquilibre avec les conditions bioclimatiques actuelles ; selon R. MAIGNIEN (1961 c), la hauteur des précipitations annuelles aurait diminué au moins de 200 mm depuis lors.

L'altération biochimique prédominait partout dans les bassins du Sénégal et de la Gambie pendant cette phase humide. Les éléments migraient surtout en solution. Les cours d'eau ne transportaient que des particules de très petite taille.

c. Les dépôts fins, alluviaux et lacustres

Il n'existe pas d'alluvions sur les cours supérieurs du Sénégal et de la Gambie ou sur leurs affluents qu'on pourrait rattacher à cette phase humide. Mais *les deux fleuves alluvionnaient dans leurs basses vallées* en fonction de la remontée progressive du niveau marin. Leurs dépôts sont, cependant, encore mal connus puisqu'ils ont été recouverts par des sédiments marins ou par des alluvions plus récentes. Les sondages sont peu nombreux et ils ne donnent que des renseignements ponctuels. Les rives concaves de méandres permettent parfois de connaître la succession des niveaux lorsque la berge est fortement sapée par la crue ; mais ces coupes sont incomplètes puisqu'elles s'arrêtent au niveau de l'étiage.

Ce sont encore les douze ***sondages de Bogué*** qui fournissent les coupes les plus complètes et les plus intéressantes. *Ils ont traversé des sédiments argileux avant d'entrer dans les sables de l'Ogolien* (fig. 115). Ces dépôts du niveau III reposent directement sur les anciennes alluvions graveleuses dans les quatre sondages groupés à l'aval (fig. 114). Ils se situent entre les cotes – 2 et – 8 m. Leur position varie parfois légèrement d'un sondage à l'autre en fonction de la profondeur de l'entaille avant l'alluvionnement. Ces dépôts fins comprennent,

1. Il n'existe jusqu'à présent aucune carte des sols pour ces deux régions (fig. 56).
2. Cf. 4e partie, chap. II, A 2 a.
3. Cf. 2e partie, chap. II, A 1 c et fig. 52, P 12 et P 3.
4. Cf. 2e partie, chap. III, A 1 c.

en général, à la base des argiles très finement sableuses, bariolées, puis des argiles très compactes, brunes à taches gris bleuté ou verdâtres, sédimentées en milieu réducteur avec formation de gley[1].

Tableau 30. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Argiles compactes ou sableuses (As).

Le chiffre indique la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite
Niveau III des sondages de Bogué (fig. 115).			
1017	4	3	3
1030	4	3	3
1031	3	3 (très ouverte	4
1032	4	4 (très bien cristalisée)	2
1044 (As)	4	3	3
1045	4	3	3
Alluvions anciennes de la vallée du Sénégal : région de Maghama			
966	5	3	2
976	3	4	3

Lieux de prélèvement :

966 Berge du Sénégal au coude d'Ornoldé à l'Ouest de Maghama. Niveau des basses eaux.
976 Berge du Sénégal à Sagné. Environ 10 m de prof.

Ces argiles sont formées d'un mélange de kaolinite, d'illite et de montmorillonite (tableau 30). La kaolinite domine légèrement ; elle proviendrait surtout du remaniement des grès argileux du Continental terminal : elle serait donc principalement d'origine locale ou régionale. L'illite, assez abondante, semble venir des dépôts sablo-argileux du premier remblai qui borde le lit majeur du Sénégal en amont de Kaédi[2]. Ces dépôts argileux, épais de 2 à 5 m, correspondent à *l'alluvionnement d'un fleuve ne transportant que des éléments très fins en solution ou en suspension.*

Y. HENRY (1918) a fait, au cours de sa prospection des terrains de la vallée du Sénégal, un *sondage dans les environs de Saldé* (feuille Kaédi) qui indique également une nette prédominance de la sédimentation argileuse. Voici sa coupe (p. 25 et fig. 2, n° 5) :

0,00- 3,70 m	argile brune ; cote du sol : + 9,40 m
3,70- 5,30	argile jaune-rouge
5,30- 5,80	sable
5,80- 7,60	argile sableuse
7,60- 8,50	argile pure
8,50-12,50	argile grise plus ou moins sableuse
12,50	sable gris ; cote – 3,10 m

Dans la même région nous avons observé, sur la rive concave d'un méandre du Doué à Méri[3], une alternance de niveaux d'argile et de sable fin contenant des bancs d'argile grise. Des sables blancs à taches ocres apparaissent à la base. L'ensemble repose sur des calcaires du Lutétien moyen. La berge dans le coude du grand méandre de Ouala, sur le Sénégal, présente des dépôts d'argile sableuse grise qui recouvrent des sables argileux gris-blanc à taches ocre, renfermant de minces niveaux de calcaire crayeux.

1. P. MICHEL, 1967.
2. Cf. chap. I, C 1 b.
3. Rappelons que le Doué est le petit bras du fleuve.

Plus en amont, dans la région de Matam, Y. HENRY (1918) a effectué un autre *sondage près de Sivé*, sur la rive droite du fleuve. Il a traversé les niveaux suivants (p. 24) :

0,00-4,75 m	argile très dure
4,75-6,25	sable jaune terreux
6,25-6,75	argile blanchâtre sablonneuse
6,75-7,25	sable pur
7,25-8,50	sable rouge grossier

Les sables atteints en profondeur peuvent être soit la base des dépôts du premier remblai, soit les grès littoraux du Lutétien (feuille Matam).

*Les **rives concaves** des grands méandres du **Sénégal** entre Bakel et Matam livrent quelques coupes.* Ainsi des dépôts très argileux, bleuâtres avec des traînées ocre, apparaissent lors des basses eaux dans la berge du grand coude d'Ornoldé, à la hauteur de Maghama (feuille Sélibabi). Ils reposent probablement sur les grès argileux de la « formation jaune », attribués à l'Éocène moyen[1], dont un affleurement est signalé à proximité. Dans le grand méandre de Waoundé, nous avons relevé la coupe suivante près du village *Wali :*

0,00- 2,00 m	matériel finement sableux (bourrelet de berge)
2,00- 6,00	argile gris-brun
6,00- 7,00	sable beige, nombreux suintements de la nappe
7,00-10,00	argile bleuâtre (identique à celle du méandre d'Ornoldé)

Par contre, à quelques kilomètres en amont, près de Sagné, la berge du fleuve est formée uniquement de sable très fin argileux, bariolé. La nature des dépôts, leur succession et l'épaisseur respective des divers niveaux peuvent donc varier d'un point à un autre. C'est tout à fait classique dans une grande vallée alluviale où la sédimentation se modifie sur de courtes distances : ici se déposent les éléments les plus gros dans le fond du lit mineur ; là se construisent des levées ; ailleurs les eaux se décantent dans les parties basses du lit majeur[2]. Mais les coupes montrent que *l'alluvionnement de type argileux prédominait alors largement.* Ces dépôts d'argile ou de sable fin argileux sont formés d'un mélange de kaolinite, d'illite et de montmorillonite (tableau 30).

Pour la *vallée alluviale de la **Gambie*** nous ne disposons d'aucun sondage, mis à part celui de Bathurst qui n'a traversé que des sédiments marins[3]. Les coupes de rives concaves de méandres n'indiquent que les niveaux supérieurs puisque les berges du fleuve sont moins hautes que celles du Sénégal. Voici celle relevée juste en aval de *Bassé*[4] :

0,00-2,00 m	sable très fin un peu argileux, bigarré
2,00-3,50	argile finement sableuse, grise, puis blanche
3,50-5,00	sable moyen, assez hétérométrique, gris clair à blanc

On observe une succession analogue de dépôts argileux et sableux plus en aval, dans les boucles de Kossémar et de Banatenda.

L'***étude palynologique*** des sédiments argileux du niveau III des sondages de Bogué fournit de précieux renseignements sur le milieu bioclimatique[5]. Les dépôts contiennent beaucoup de spores de Fougères et des pollens de kapokiers *(Bombax)*. Ces plantes poussent dans les domaines soudano-guinéen et sud-soudanien, alors que Bogué se situe maintenant en plein domaine sahélien (fig. 41), caractérisé par la steppe à épineux[6]. *Ainsi le domaine soudanien s'étendait probablement au-delà de la limite septentrionale du bassin du Sénégal pendant cette phase humide.* Les berges du fleuve étaient sans doute colonisées par la forêt-galerie qui empêchait tout sapement latéral. Sa charge solide était donc faible et consistait surtout en éléments très fins.

1. Cf. 1re partie, chap. I, C 2 b.
2. On se reportera au paragraphe traitant la dynamique actuelle dans la vallée du Sénégal : 6e partie, chap. II, 3 a.
3. Cf. paragr. B 1.
4. P. MICHEL, 1960 c.
5. P. MICHEL, P. ASSÉMIEN, 1969.
6. Cf. 1re partie, chap. II, C 1, a, b et c, et D.

Les grands sillons interdunaires (gouds) des dunes ogoliennes du Sud-Ouest de la Mauritanie étaient alors souvent inondés d'une façon temporaire ou permanente, soit directement par les eaux des pluies, soit par émergence de la nappe phréatique. F. JACQUET (1938) a déjà signalé que les « dunes de sables rouges (sont) séparées par des gouds plus ou moins colmatés et où s'observent souvent des calcaires lacustres » (p. 8). Puis P. ELOUARD (1959) a étudié ces dépôts et les a appelés ***calcaires des gouds.*** *Ce sont des sédiments de calcaire argileux, très friable, généralement riches en grains de quartz,* de couleur gris clair ou gris bleuté. Ils renferment une faune subactuelle ou actuelle, lacustre, composée surtout de *Planorbes* et de *Turritelles*[1]. Ces dépôts contiennent parfois des diatomites dans le Sud-Ouest du Trarza (feuille Saint-Louis) d'après les observations de L. HÉBRARD (1968 a).

Les calcaires des gouds apparaissent dans de nombreux secteurs de l'*erg du Trarza.* Ils sont très étendus dans l'Amechtil (région de Boutilimit) et dans l'Ogol où ils tapissent chaque goud[2]. On les observe dans certaines parties de l'*erg du Brakna* à l'Est du lac Rkiz (feuilles Dagana et Podor) ; ils occupent par place une superficie plus vaste dans les grands interdunes. Nous les avons rencontrés également le long de la piste Aleg – Boutilimit. Ils forment parfois un léger replat à la base des cordons dunaires alors que les bas-fonds de l'interdune sont couverts d'une mince couche d'argile grise, déposée actuellement au cours de la saison des pluies dans de petites mares temporaires.

Ces calcaires argileux existent aussi, par place, dans le *grand couloir de l'Aftout ech Chergui.* Ils se situent généralement dans les parties les plus basses, au pied de dunes rouges isolées (fig. 101 a), en contrebas des affleurements de calcaires du Rkiz, plus compacts et plus résistants[3]. Les calcaires des gouds se sont surtout formés à partir de la dissolution de ces calcaires plus anciens. Ceux-ci sont troués d'une multitude de petites dolines, bien visibles au Nord-Est du lac Rkiz (feuille Dagana). La fraction argileuse des calcaires des gouds est riche en montmorillonite (60 %) et contient, en outre, de la kaolinite (20 %) et de l'illite très altérée (20 %) ; sa composition minéralogique ressemble à celle des calcaires du Rkiz.

Des sédiments calcaires se sont aussi déposés dans certaines dépressions interdunaires des vastes ergs qui couvrent la boutonnière du Hodh (fig. 117). C. BENSE (1961) a remarqué la présence de calcaires tendres jaunâtres dans des interdunes de la région de Kiffa et dans l'Aouker. Ils sont riches en grains de quartz et les analyses chimiques montrent qu'il s'agit de grès calcaires. Des dépôts de *diatomites* s'étendent dans la dépression subséquente (baten) au pied du Dhar Tichit (fig. 130) ; ils recouvrent des sables dunaires, marqués quelquefois par une pédogenèse, d'après les observations de J. C. LEPRUN et R. TROMPETTE (1970). Ainsi un ou plusieurs lacs, disposés en chapelet, s'étendaient à la bordure septentrionale de l'Aouker, dans une région où les précipitations moyennes annuelles sont maintenant inférieures à 100 mm.

Ces dépôts de calcaires argileux ou de diatomites montrent, indubitablement, que les pluies étaient alors beaucoup plus abondantes dans les régions septentrionales du bassin du Sénégal ; *des lacs et de grandes mares se formèrent, surtout par émergence de la nappe phréatique, semble-t-il*[4] : c'étaient, en somme, de vastes niayes[5]. Ce pluvial s'est manifesté dans tout le Sahara méridional d'après les travaux effectués par différents chercheurs surtout au cours des dernières années.

d. Ses marques dans d'autres régions

Juste au Nord du bassin du Sénégal on trouve des *dépôts d'anciens* ***lacs*** ou de mares dans les environs de Moudjéria, au pied du rebord occidental du *Tagant* (fig. 130) : des sables

1. Ces fossiles ne permettent évidemment pas de dater les dépôts.
2. Selon P. ELOUARD, 1959.
3. Cf. 4e partie, chap. II, 1 a.
4. Notons que dans le baten de Tichit la nappe ne se trouve qu'à 2 m de profondeur à l'endroit où J. C. LEPRUN et R. TROMPETTE, 1970, ont relevé la coupe I.
5. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 b.

blancs à grains émoussés luisants apparaissent dans les creux de déflation des dunes vives ; ils sont recouverts d'un ou de deux niveaux argilo-sableux comprenant des coquilles de bivalves[1]. Il existe des dépôts de calcaires lacustres à *Melania* et de diatomites dans la grande dépression d'El Khat qui sépare les plateaux du Tagant de ceux de l'Adrar (fig. 130) ; ces sédiments, étudiés par R. TROMPETTE et E. MANGUIN (1968), ont été datés de 8 660 ans et 7 550 ans B.P. par le radiocarbone.

Les recherches de S. DAVEAU, R. MOUSINHO, Ch. TOUPET (1967) et de Ph. CHAMARD (1969) montrent que la sebkha de Chemchane, dans l'*Adrar mauritanien*, est le dernier reste d'un ancien lac qui s'allongeait dans la dépression subséquente au pied du Dhar de Chinguetti (fig. 130). Cette cuvette est remplie d'argile verte compacte dont l'épaisseur pourrait atteindre 10 m ; la sédimentation fine constitue une preuve de la stabilité des grands versants du Dhar au cours de cette phase humide. Deux échantillons de calcaire à Ostracodes, prélevés à 5,10 et 3,80 m ont été datés de 9 230 ans et 7 320 ans B.P.[2]. Des mares ou des lacs occupaient probablement certains interdunes des vastes ergs de la *Majâbat al-Koubrâ* (fig. 130). Une partie des dépôts d'argiles sableuses à Diatomées, Gastéropodes et Lamellibranches, formant le GB 2 de Th. MONOD (1958), ont pu se sédimenter pendant ce pluvial ; mais ceux qui contiennent de l'outillage néolithique sont plus récents.

Tout comme le Sénégal, le *Niger* s'est réinstallé dans les ergs de dunes rouges (fig. 130). J. TRICART (1965 c) a précisé la réorganisation de son réseau hydrographique. Le fleuve a arasé et balayé des dunes et incorporé leur matériel dans les alluvions, édifiant des levées sableuses. Une partie des eaux fluviales alimentaient les nombreux lacs situés de part et d'autre du cours du Niger[3]. Leur niveau était alors nettement plus élevé que maintenant[4]. A partir de Tombouctou, le Niger suit des interdunes des grands cordons alignés WSW-ENE. Selon les levés géomorphologiques de J. P. BLANCK (1968), le fleuve a remanié le sable dunaire et construit une terrasse ; mais la largeur de sa vallée diminue vers l'Est. Il s'est déversé finalement par-dessus le seuil de Taoussa pour rejoindre le système du Tilemsi, coulant N-S (fig. 130). Cette capture par déversement, analysée par J. TRICART (1965 c), se serait donc produite vers la fin de la phase humide ; ainsi s'est formée la grande boucle du Niger.

A cette époque les eaux de la *Volta Noire* supérieure s'étalaient en un vaste lac dans la plaine du Sourou, d'après J. C. LEPRUN (1969) ; le barrage de dunes ogoliennes empêchait l'écoulement vers le Nord, en direction du Niger (fig. 130). La sédimentation était fine, de type lacustre, avec dépôts de diatomées. Puisque le niveau du lac est monté progressivement, les eaux se sont déversées dans un petit affluent du cours inférieur de la Volta Noire. A la suite de cette capture, le niveau du lac du Sourou a baissé légèrement.

Les travaux de H. FAURE (1962 b) au *Niger oriental* ont montré l'existence de dépôts lacustres, principalement de diatomites, dans presque toutes les régions déprimées, au-dessous de l'altitude 410 m environ. L'épaisseur de ces dépôts peut atteindre 7 m dans les dépressions les plus profondes. Les âges absolus indiquent une importante montée des eaux avant 9 240 ans B.P. « Les lacs communiquaient largement entre eux en contournant les cordons dunaires partiellement ennoyés » (H. FAURE, 1969, p. 134). Il semble que ces lacs fussent séparés du lac Tchad dont le plan d'eau se trouvait à un niveau nettement plus bas, vers 320 m. Sur les rivages de ces anciens lacs on trouve souvent des pièces de l'Atérien évolué (H. HUGOT, 1967).

La dernière grande transgression du *lac Tchad* s'est produite au cours de ce pluvial. Elle commence à être bien connue grâce au travaux souvent en équipes de chercheurs de différentes disciplines et grâce à des séries de datations au radiocarbone sur les dépôts lacustres en divers endroits. Cette grande extension du lac représente sa 3e transgression, selon J. PIAS (1968). Les sédiments lacustres sont étudiés principalement dans les basses

1. S. DAVEAU, 1965 ; S. DAVEAU, P. MICHEL, 1969.
2. Ph. CHAMARD achève la rédaction d'une thèse de 3e cycle sur la cuvette lacustre de Chemchane.
3. Le plus important est le lac Faguibine (fig. 130), étudié plus en détail par J. TRICART, 1960 b.
4. C'est la « période humide ouljienne » de J. TRICART, 1965 c.

régions du Tchad, au Nord-Est du lac actuel. M. SERVANT[1] y a identifié une formation lacustre, argileuse et diatomitique localement calcaire, appelée série de Labdé. Épaisse de 10 à 15 m, elle colmate partiellement les bas-fonds des ergs ogoliens. Cette série comprend deux séquences, séparées par des dépôts marécageux. La première a fourni des âges compris entre 12 000 et 11 000 ans B.P. Le fond de la cuvette tchadienne présentait alors l'aspect d'une mosaïque de lacs peu profonds alimentés surtout par des émergences de la nappe phréatique. Les faciès transgressifs de la deuxième séquence sont datés par le radiocarbone de 10 000 à 9 000 ans B.P. Ils contiennent une flore abondante de diatomées tropicales. D'épaisses formations deltaïques se sont mises en place sur les bordures méridionale et septentrionale de ce grand lac holocène[2].

Plus à l'Est, dans le *bassin du Nil*, les dunes ogoliennes se sont aussi dégradées au cours de cette pulsation humide, selon A. T. GROVE et A. WARREN (1968). Les rivières ont remanié une partie du matériel dunaire et l'ont étalé en de larges terrasses sableuses. Les plaines de Gézira, entre le Nil Blanc et le Nil Bleu au Sud de Khartoum, étaient alors occupées par un immense lac, long de 400 à 600 km et large de 50 km. Les dépôts lacustres contiennent des coquilles, qui ont été datées de 11 300 ans et 8 370 ans B.P. (M. A. WILLIAMS, 1966) ; leur sommet se trouve parfois à plus de 10 m au-dessus du cours actuel du Nil.

Ainsi, depuis le littoral mauritanien jusqu'aux grands reliefs de l'Éthiopie, des lacs s'étiraient dans des interdunes des ergs ogoliens ou occupaient de vastes cuvettes aussi bien dans les domaines soudanien et sahélien que dans des régions actuellement désertiques. *Les terrains plus élevés, notamment les cordons dunaires, connaissaient alors une* ***pédogenèse*** comparable à celle observée dans le bassin du Sénégal.

R. BOULET et M. GAVAUD ont étudié ces sols en Haute-Volta septentrionale et au Niger. Dans les vastes ergs, situés de part et d'autre de la boucle du Niger, le sable a été rubéfié jusqu'à une profondeur de 2 à 3 m[3]. Des sols brun-rouge ou des sols de type ferrugineux tropical se sont formés sur ces grandes dunes longitudinales ; un sol brun ou brun-rouge, épais de 0,5 à 1 m, s'est développé sur la terrasse construite par le fleuve au début de la phase humide[4]. La pédogenèse a aussi affecté les dépôts détritiques mis en place par ruissellement au cours de la période sèche précédente. Ainsi un vertisol, prélevé par G. SIEFFERMANN sur les épandages de glacis-terrasses le long du Mayo Kébi dans le Nord-Cameroun, a été daté de 10 100 ans B.P. par le radiocarbone[5]. Les nappes de graviers, formées au cours de l'Ogolien dans le Sud-Ouest du Nigeria, ont été partiellement cimentées par les oxydes de fer à cette époque, d'après H. FÖLSTER (1969 a et b).

Les recherches sédimentologiques, géomorphologiques et pédologiques prouvent donc l'existence d'un pluvial dans toute l'Afrique tropicale au Nord de l'équateur à la fin du Pleistocène supérieur et au début de l'Holocène, comme l'indiquait E. A. BERNARD (1962) dans son interprétation de la théorie astronomique. Selon cette interprétation il s'agissait d'un *displuvial*, caractérisé par l'abondance des pluies d'été et une saison sèche hivernale. Ainsi la mousson était alors renforcée[6] et elle s'avançait loin vers le Nord, envahissant le domaine saharien.

Mais des fluctuations climatiques mineures se sont produites au cours de l'Holocène. Elles ont été sensibles surtout dans les régions sahariennes et sahéliennes. H. FAURE (1962 b) a indiqué que les lacs du Niger oriental se sont asséchés vers 7 000 ans B.P. ; puis une nouvelle mise en eau aurait eu lieu vers 5 500 ans B.P. Selon les travaux de M. SERVANT, S. SERVANT et G. DELIBRIAS (1969), « il est probable que les anciennes nappes lacustres ont connu des épisodes d'assèchement » dans les zones sahariennes du Tchad, au Nord du 15e parallèle ; ils se situeraient surtout entre 8 500 et 7 000 ans B.P.

1. Cf. ses principaux articles : M. SERVANT, 1967, 1969, et M. SERVANT, S. SERVANT, G. DELIBRIAS, 1969.
2. Notons que L. HÉBRARD emploie souvent le terme tchadien pour désigner les dépôts de cette phase humide dans l'Ouest de la Mauritanie et au Sénégal.
3. J. TRICART, 1965 c.
4. Selon J. P. BLANCK, 1968.
5. *In* J. HERVIEU, 1970.
6. Cf. 1re partie, chap. II, A 1 et 3 a.

2. LA PETITE PHASE SÈCHE

Des traces d'une morphogenèse en milieu plus sec, après le pluvial postogolien, existent dans les bassins du Sénégal et de la Gambie. Les cordons dunaires surbaissés de l'Ogolien ont été partiellement remaniés par le vent. Les principaux cours d'eau ont édifié une nouvelle terrasse dans les hauts bassins des deux fleuves. D'après des observations dans les régions littorales, cette petite phase sèche se place avant le maximum de la dernière transgression, qui a été daté par le radiocarbone d'environ 5 500 ans B.P. sur les côtes sénégalo-mauritaniennes[1]. Nous avons situé la phase sèche, d'une manière très approximative, entre 8 000 et 6 800 ans B.P. (fig. 108). Mais au cours de ce stade, de courte durée à l'échelle du Quaternaire, le climat n'a pas évolué vers l'aride comme pendant l'Ogolien. Il était tout au plus légèrement plus sec que de nos jours. En tout cas les écoulements fluviaux restaient élevés. Il est possible que les précipitations étaient alors plus brutales et concentrées sur une période plus courte de l'année. La saison sèche s'allongeait d'autant. La végétation souffrait de ce déséquilibre et la déflation éolienne se trouvait ainsi renforcée.

a. Remaniement de dunes rouges

De *petits alignements dunaires* se sont formés sur certains grands cordons ogoliens. Ces dunes secondaires ont généralement une *orientation NNE-SSW* et présentent une disposition légèrement oblique par rapport aux grandes dunes surbaissées de direction NE-SW. Les petits cordons appartiennent aussi à la famille des dunes longitudinales ; mais leur orientation montre que les vents dominants, c'est-à-dire les alizés continentaux, avaient légèrement changé de direction depuis la grande phase aride de l'Ogolien[2]. Ces petits alignements dunaires existent surtout aux abords de la basse vallée du Sénégal, en bordure de la dépression allongée du lac de Guier et dans les régions littorales. Leur hauteur est généralement faible mais elle peut atteindre quelquefois une dizaine de mètres.

*Les petits cordons apparaissent dans la partie méridionale de l'**erg du Trarza**,* notamment entre la cuvette du lac Rkiz et la vallée du Sénégal, à l'Est de Rosso. Ainsi des séries de petits alignements se succèdent au Nord de la boucle du marigot de Garak (fig. 132). Ils ont été façonnés sur le sommet d'une dune ogolienne. De part et d'autre subsistent encore les grands cordons surbaissés. Ces petits alignements obliques ont une longueur moyenne de 2 km ; leur espacement n'est que de 200 à 300 m, alors que les sommets des grands cordons sont distants de 2 à 3 km. Au Nord du lac Rkiz nous avons observé, au cours d'une reconnaissance aérienne, de petits alignements dunaires légèrement obliques aux grands cordons, qui se sont avancés dans les dépressions interdunaires ; ils y recouvrent des terrains gris clair, probablement des dépôts de calcaire des gouds[3].

Des alignements dunaires, de direction presque N-S, se sont aussi formés à la *bordure sud-ouest de la dépression du **lac de Guier***, en face de Sier (feuille Dagana). Leur écart varie de 200 à 400 m. Les interdunes, très profonds, avoisinent la cote zéro et sont occupés par des mares allongées. La position très déprimée des gouds indique que ces petits cordons se sont édifiés avant le maximum de la dernière transgression au cours duquel le niveau de la mer était légèrement plus élevé que maintenant. Les grands cordons surbaissés de Toundou Besset, de Ross Bethio et de Makhana, au *bord méridional du **Delta du Sénégal***, portent des séries de petits alignements orientés NNE-SSW (feuille Saint-Louis). On y retrouve le même écartement, de 300 m en moyenne, et des mares temporaires s'étirent maintenant dans les interdunes. Quelques lambeaux dunaires s'allongent, selon la même direction, entre Toundou

1. Cf. paragr. B 2 d.
2. Cf. chap. I B.
3. Cf. paragr. 1 c.

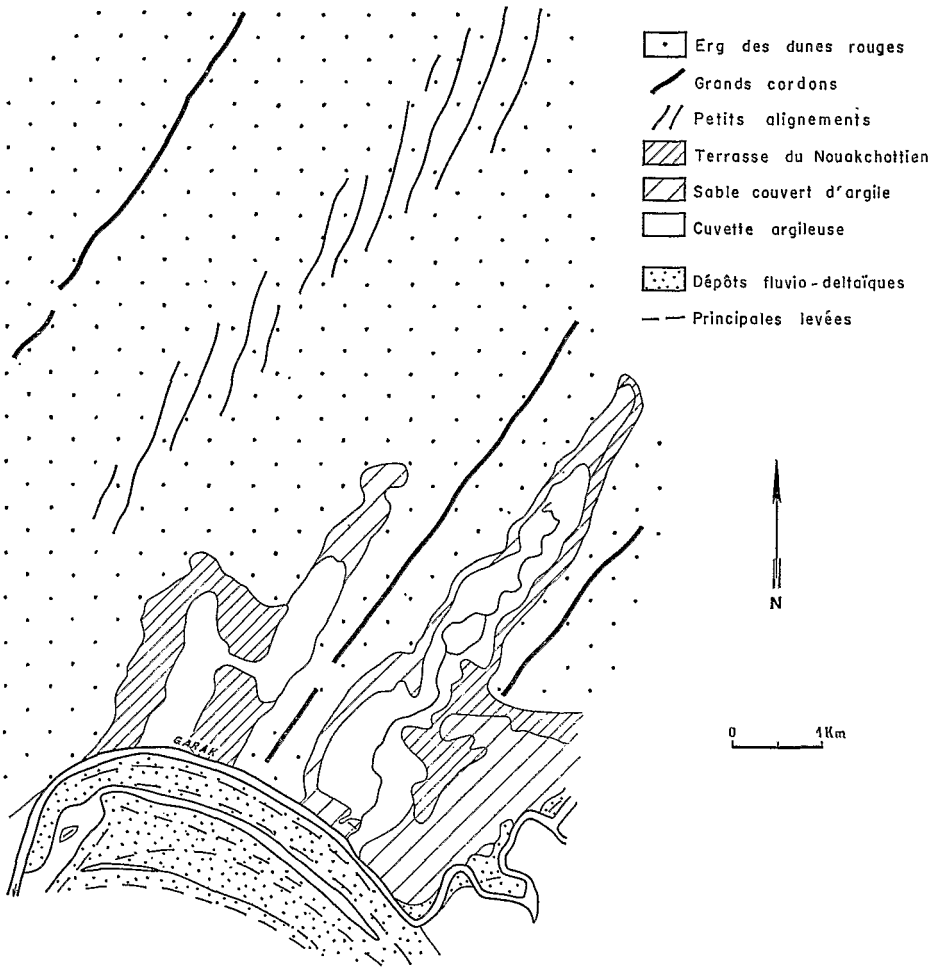


FIG. 132. — Bordure de la basse vallée du Sénégal au Nord-Ouest de Dagana.

Besset et les dunes de Maka, à proximité du marigot de Djeuss. Des vasières subactuelles (schorres) les entourent.

L'erg du Cayor a de même subi des remaniements, aussi bien dans certaines parties intérieures que dans sa frange littorale. Les alignements très serrés, que l'on observe entre Rao, Léona et Louga, se sont probablement édifiés à cette époque. Leur direction est de N 10° à 15° E ; à proximité du littoral elle devient N et passe même à N 5° à 10° W. Dans cette région côtière le sable des dunes ogoliennes a été repris et amoncelé en nouvelles dunes par les alizés maritimes, qui sont toujours les vents dominants de saison sèche[1].

Ce remodelage éolien est bien visible aux abords immédiats de la grande niaye de *Mboro.* En s'approchant de cette agglomération, les cordons NE-SW sont relayés par des dunes courtes, aux flancs abrupts, de direction généralement NNW-SSE (fig. 131). Le modelé devient parfois confus. Les petites dépressions interdunaires ont été envahies par la mer au maximum de la transgression. Donc ces dunes courtes, presque perpendiculaires à la côte, ont été édifiées auparavant lorsque le niveau marin n'était pas encore si élevé. Leurs interdunes, inondés maintenant par les émergences de la nappe phréatique, se sont transformés en une succession de petites niayes digitées (fig. 131). Des alignements dunaires serrés, à orientation NNW-SSE, marquent également le paysage du secteur de Lompoul, au Nord

1. Cf. 1re partie, chap. II, A 1 et 2 a.

de Mboro ; des chapelets de petites niayes s'étirent dans les interdunes[1]. M. M. SALL (1969) a aussi observé des petits cordons, de même direction, dans la région de Kayar à l'Ouest du lac Mbaouane. L'écartement de leurs crêtes est d'environ 500 m ; certains flancs présentent des pentes de l'ordre de 20° à 28°.

Toutes ces dunes, édifiées pendant la petite phase sèche avant le maximum de la transgression, sont constituées de sables teintés en rouge par les oxydes de fer. Elles se sont, en effet, formées à partir du matériel des dunes ogoliennes, aplaties et rubéfiées au cours de la pulsation humide entre 11 000 et 8 000 ans B.P. (fig. 108). Les sols brun-rouge ou ferrugineux tropicaux de ces grands cordons dunaires ont été érodés progressivement par la déflation éolienne. Sur les nouvelles dunes la pédogenèse est donc plus récente, mais l'ancienne rubéfaction des sables subsiste[2].

Ainsi ces remaniements de dunes rouges se sont produits principalement dans la région littorale et dans son arrière-pays immédiat pour le bassin du Sénégal. Ce sont les secteurs où l'on observe de nos jours les vents les plus forts (fig. 9), aussi bien parmi les vents réguliers (alizés) que parmi les vents locaux : c'est là surtout que soufflent des vents de sable en fin de saison sèche[3]. Les écoulements du fleuve atteignaient toujours l'océan. La basse vallée n'a pas été barrée par les petits alignements dunaires ; on n'y trouve aucun témoin de ceux-ci alors que des lambeaux de cordons dunaires ogoliens y subsistent encore. Les parties les plus déprimées étaient probablement déjà envahies par la mer dans le secteur aval[4].

Mais les remaniements éoliens se sont aussi manifestés à cette époque dans certaines ***régions intérieures de l'Afrique sahélienne,*** distantes de la côte de plusieurs milliers de kilomètres. Ils ont affecté de même les ergs de dunes rouges et, en outre, les terrasses fluviales formées au cours de la pulsation humide postogolienne. Les études géomorphologiques de J. TRICART (1965 c) et de J. P. BLANCK (1968) dans *la vallée moyenne et la boucle du Niger* montrent que de petites dunes se sont formées après l'édification des cordons de dunes rouges. Elles sont beaucoup moins élevées et moins continues. Ces dunes, orientées généralement N-S et hautes de quelques mètres, se sont établies principalement sur la terrasse sableuse, de part et d'autre du lit majeur actuel, et dans les interdunes de l'ancien erg ; « elles ne portent jamais de sols rouges, mais seulement des sols brun-gris ou ocre jaune..., minces (40 à 50 cm d'épaisseur au maximum), actuels ou subactuels »[5]. Sur la rive droite du fleuve, entre Tombouctou et Gao, le vent a alors remanié le sable des dunes rouges sur une épaisseur de 1 à 3 m environ[6]. Les grands cordons du Gourma méridional, de direction E-W, présentent parfois des crêtes sinueuses et des creux de déflation ou de petits alignements transversaux[7], qui indiquent un remaniement partiel à une époque récente.

Le matériel sableux a aussi été déplacé par déflation éolienne dans les vastes plaines ou sur les plateaux du *Niger oriental.* Ainsi H. FAURE (1962 b) précise qu'une « dizaine de mètres de sable à grandes stratifications dunaires » recouvre les diatomites dans une coupe à Agadem, ajoutant : « La dune n'est pas récente car elle est recoupée par une vallée qui entaille également profondément les diatomites » (p. 42). Ailleurs, les dunes édifiées pendant cette petite phase sèche sont difficiles à distinguer des dunes plus anciennes. Dans les régions septentrionales, ces dunes ont été reprises pour constituer l'erg vif du Ténéré. Un nouveau système dunaire s'est également constitué dans le *Kordofan,* d'après A. T. GROVE et A. WARREN (1968). Il s'est moins étendu vers le Sud que le premier, qui correspond à l'erg ogolien[8], et les dunes y sont moins régulières.

Cette phase sèche semble s'être manifestée aussi dans les *régions méridionales, plus*

1. P. MICHEL, 1955.
2. Aucune étude pédologique détaillée n'a été faite jusqu'à présent sur ces dunes.
3. Cf. 1re partie, chap. II, A 2 b.
4. Cf. paragr. B 1.
5. Selon J. TRICART, 1965 c, p. 35, qui leur a donné le nom de « dunes préflandriennes ».
6. D'après les observations de J. P. BLANCK, 1968.
7. Ils sont bien visibles sur les photographies aériennes.
8. Cf. chap. I, D a.

humides, de l'Afrique de l'Ouest. H. Fölster (1969 a et b) situe à cette époque le remaniement partiel des graviers et des dépôts fins mis en place pendant l'Ogolien dans le Sud-Ouest du Nigeria. Les « graviers jeunes » se déposaient alors, se couvrant ensuite de sable limoneux ; c'est la phase A 2α. L'érosion mécanique et le transport de matériel détritique par les eaux courantes ont donc repris de l'importance à la fin de la pulsation humide. Les cours d'eau alluvionnaient. C'est à cette époque que le deuxième remblai s'est formé dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Cette terrasse, emboîtée dans celle du premier remblai, borde les lits des principales rivières.

b. Le deuxième remblai

Comment s'est-il mis en place ? Le couvert végétal était alors moins dense et la forêt-galerie avait probablement disparu sauf sur les cours supérieurs du Bafing et de la Gambie. Les cours d'eau sapaient leurs berges. *L'érosion latérale devait être très forte dans le matériel meuble de la terrasse du premier remblai.* La charge solide des rivières était donc élevée. Elles déposèrent la fraction sableuse dès que leur compétence diminua, construisant ainsi une nouvelle terrasse.

Ce deuxième remblai se situe généralement à la limite des inondations par les crues actuelles (fig. 110). Il est submersible dans certaines vallées qui connaissent des crues brutales, comme celle de la Falémé supérieure. Mais, dans l'ensemble, ce niveau forme la transition entre le lit mineur ou majeur et la terrasse du premier remblai, jamais inondée.

Les dépôts du deuxième remblai sont essentiellement sableux. Ils se distinguent de ceux du premier remblai par un tri du matériel nettement meilleur : la fraction fine (limon + argile) est généralement inférieure à 10 %[1]. La compétence des cours d'eau était donc grande. On peut ainsi admettre que le deuxième remblai a été mis en place par des rivières dont le régime hydrologique était marqué par des crues fortes et assez brutales. Elles déposaient progressivement leur charge de sable mais transportaient au loin les éléments fins, alors que pendant la formation du premier remblai, au cours de la phase aride de l'Ogolien, les cours d'eau étaient très affaiblis et abandonnaient leur charge solide en vrac, sous forme d'épandages.

Cette terrasse s'est formée à la fois dans le haut bassin de la Gambie et dans celui du Sénégal. Elle disparaît sur le cours inférieur des deux fleuves. Mais les sondages de Bogué ont traversé des sédiments sableux déposés à cette époque.

Le deuxième remblai apparaît bien sur la ***moyenne Gambie*** *dans la région de Kédougou* (fig. 96). Sa largeur est très variable. Ses dépôts sableux se situent à 2-3 m au-dessous de la surface du premier remblai ; ils reposent souvent sur les graviers sous berge cimentés par les oxydes de fer qui ont résisté au sapement latéral du fleuve (fig. 110 a). *Cette terrasse est très étendue le long du Tiokoye,* un des principaux affluents de gauche de la Gambie. Elle forme des « flats » importants, souvent défrichés et cultivés. Un niveau de graviers apparaît parfois à la base du dépôt juste à l'amont des seuils rocheux[2]. Il se distingue des graviers sous berge plus anciens, mis en place au début de la grande phase sèche de l'Ogolien[3], par l'abondance des graviers ferrugineux et le degré très faible de leur cimentation. Ces alluvions graveleuses présentent néanmoins des lentilles, longues de 50 cm, ne contenant que des galets ; leurs stratifications obliques ou entrecroisées indiquent un dépôt dans un milieu turbulent. *Le deuxième remblai est aussi très développé sur le cours supérieur du Niokolo-Koba,* affluent de gauche de la Gambie. Mais son matériel est plus argileux dans sa partie supérieure. Ces alluvions arrivent par endroits jusqu'au pied du moyen glacis cuirassé[4] ; elles sont encore submergées par les fortes crues.

Ce niveau n'existe pas sur le cours supérieur et moyen du Bafing, où les dépôts du

1. Alors qu'elle dépasse 30 % et atteint parfois 75 % dans le premier remblai ; cf. fig. 123 A, 125 et 126.
2. P. Michel, 1963 b.
3. Cf. chap. I, A 2 b.
4. P. Michel, 1962 d.

premier remblai bordent directement le lit du fleuve et ceux de ses affluents (pl. IX). Mais il apparaît à Mahina, près du confluent avec le ***Bakoy.*** *Le deuxième remblai est visible sur cette branche du fleuve aux environs de Toukoto*[1]. Il se situe nettement en contrebas de la terrasse du premier remblai, mais son sommet n'est plus atteint par les inondations, même lors des grandes crues (fig. 110 c). Son sable est fin, de couleur brun-jaune. Ce dépôt se distingue du premier remblai par un meilleur tri du matériel et l'absence de concrétions ferrugineuses et de rubéfaction. *Il est bien développé le long du Baoulé inférieur* puisque cette rivière traverse une région plus sèche dans son cours moyen (fig. 41). Au gué de la piste Toukoto – Kéniédifé, la terrasse a une largeur de 200 m environ sur la rive gauche et se raccorde par un talus en pente douce de 3 à 4 m, au premier remblai.

Le deuxième remblai est bien individualisé sur le ***Sénégal*** *dans la* ***région de Kayes*** (fig. 124). Sa surface légèrement inclinée vers le fleuve se trouve à une altitude de 30 à 35 m ; elle se situe toujours à plusieurs mètres en dessous du sommet du premier remblai. Les superficies du deuxième remblai sont plus petites que celles de la terrasse précédente. Il accompagne le lit du Sénégal ; sa largeur varie entre 400 et 1 000 m sur chaque rive. La majeure partie de la ville de Kayes est construite sur cette terrasse. Elle s'est aussi formée dans la vallée du Papara près de son confluent. Le deuxième remblai borde, en outre, le lit d'un ancien bras du fleuve qui a entaillé le premier remblai au Sud de Kayes en traçant une série de méandres (fig. 124). Les eaux du Sénégal n'atteignent plus son sommet, sauf en certains endroits par forte crue.

Le dépôt du deuxième remblai des environs de Kayes est toujours composé de sable à grains moyens, bien trié. Dans les deux profils que nous avons étudiés[2], il repose sur les sables plus fins du premier remblai. Voici la coupe du profil n° 4, situé près du pont de la voie ferrée enjambant le Papara (fig. 124) :

0,00-3,80 m sable moyen, très boulant, couleur brun-rose, devenant beige en profondeur
3,80-5,00 sable fin, assez hétérométrique, compact, couleur brun-beige

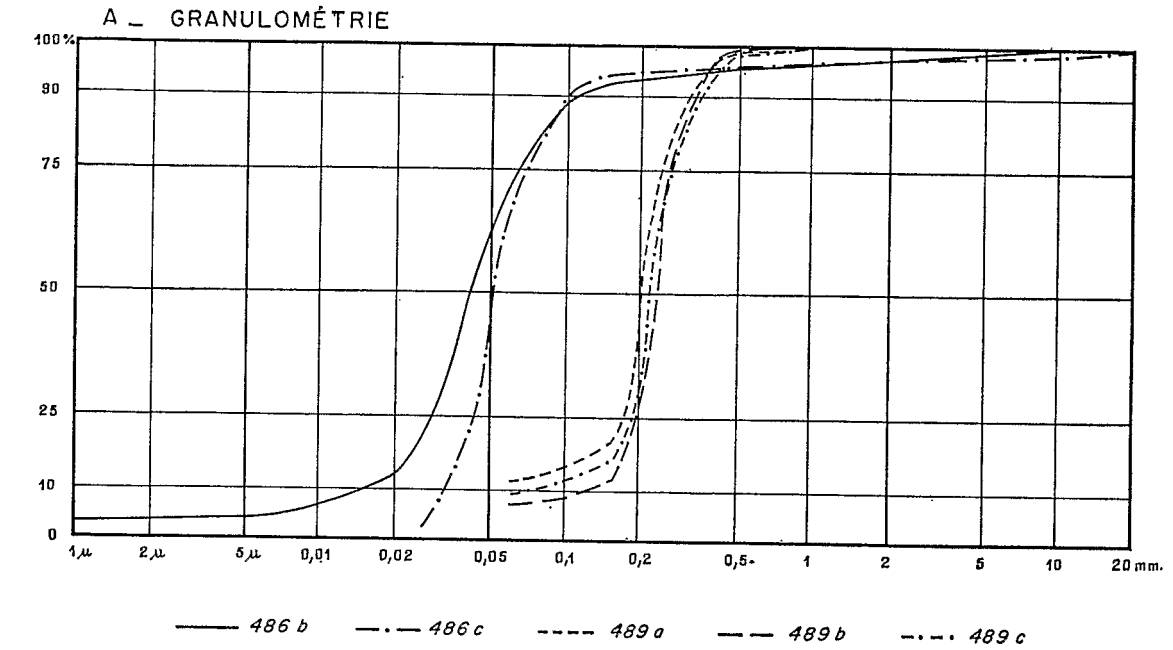
L'*analyse granulométrique* montre que le matériel du deuxième remblai est très homogène (fig. 133 A). Les courbes cumulées des trois échantillons (489 a, b, c), prélevés à 0,30, 1,70 et 3,50 m de profondeur, ont exactement la même forme sigmoïde et se superposent presque ; tout au plus le sable est-il légèrement plus fin près de la surface. Ce matériel est aussi très homométrique : les médianes des trois lots analysés se situent entre 0,20 et 0,25 mm, les premiers quartiles entre 0,16 et 0,20 mm, les derniers quartiles entre 0,24 et 0,28 mm[3]. Il se distingue nettement de celui du premier remblai formé surtout de sable fin et de limon dans la région de Kayes et qui comprend, en outre une petite fraction de sable grossier et des concrétions ou gravillons ferrugineux (fig. 133 A).

Le contact entre le dépôt du deuxième remblai et celui du premier remblai, dans la partie inférieure des profils, est très tranché. Quelques débris anguleux de jaspes et un morceau de grès rouge, de provenance locale, se trouvaient à la limite des deux formations dans le profil 4. L'*étude morphoscopique* permet aussi de déceler certaines différences dans la forme et l'aspect de surface des grains (fig. 133 B). Le deuxième remblai contient plus de mats chimiques, souvent corrodés ; les mats éoliens sont, par contre, beaucoup moins nombreux. D'autre part, l'usure des grains est plus faible dans l'ensemble. Comment interpréter ces résultats ? Seule une partie du matériel est d'origine locale ou régionale. L'autre partie représente des apports du haut bassin où le premier remblai est composé principalement de grains mats d'origine chimique (fig. 123 B). Certains grains, devenus friables par la ferruginisation pendant la phase humide[4], se sont cassés au cours du transport ; c'est pourquoi l'émoussé global a diminué.

Quelles conclusions peut-on tirer de l'étude des coupes et de l'analyse du matériel ?

— L'entaille dans le premier remblai n'a probablement pas atteint la base de ce dépôt très épais dans les environs de Kayes, lorsque le Sénégal devait se frayer un chemin à travers

1. P. MICHEL, 1962 b.
2. P. MICHEL, 1960 b.
3. Notons que les courbes granulométriques ressemblent à celles des dépôts sableux de la série de base des sondages de Bogué ; cf. chap. I, A 3 d et fig. 116.
4. Cf. paragr. 1 b.



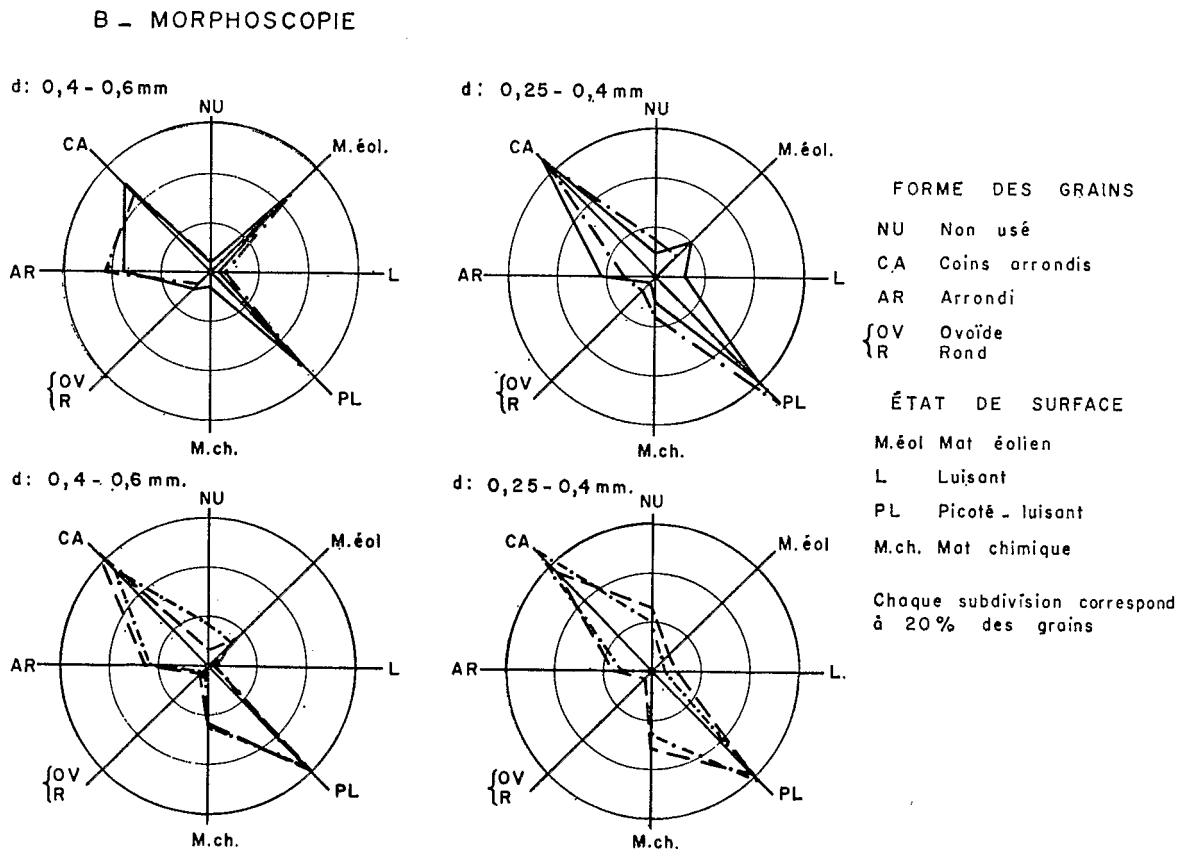


FIG. 133. — Premier et deuxième remblais aux environs de Kayes. Analyses granulométriques et morphoscopiques.

les dunes rouges pour rejoindre l'océan. Elle a été moins profonde que la dernière entaille au cours de laquelle le Papara a creusé son lit dans le bed-rock à proximité du profil 4 et a dégagé les graviers sous berge en amont.
— Le deuxième remblai s'est formé par remaniement de matériel du premier remblai. Mais la différence de granulométrie entre les deux formations et aussi les indications de la morphoscopie montrent clairement que les conditions hydrodynamiques n'étaient pas les mêmes. Lors de la mise en place du deuxième remblai la capacité de transport du fleuve était beaucoup plus élevée et le déplacement des particules s'est effectué sur une distance plus longue, ce qui explique le tri très poussé du dépôt.

La terrasse du deuxième remblai s'est aussi formée le long des principaux affluents du Sénégal et de certains sous-affluents. Mais son importance est très variable d'une rivière à l'autre. *Ce dépôt apparaît sur le cours moyen de la* ***Falémé.*** mais il est peu étendu et existe uniquement à l'intérieur de certaines boucles de la rivière (fig. 91 et 92). Nous avons déjà indiqué que sa surface est inondée par les fortes crues ; elle a par endroits la forme d'une levée aplatie (fig. 110 b). Le deuxième remblai existe également sur des affluents de la Falémé. Celui du *Diguinkili,* qui coule dans une région essentiellement schisteuse, est formé de dépôts argileux ou argilo-sableux, de couleur brune, encore submergés par la crue[1]. Ces alluvions fines colmatent un petit bassin près de Kossanto (pl. VI). Le lit de la rivière y est encore peu encaissé mais il s'approfondit progressivement vers l'aval. L'entaille du premier remblai le long de la *Doundi* a été remplie par des limons et des sables ; ces dépôts renferments parfois de petites lentilles de gravier à la sortie de secteurs en pente raide[2]. La position des « flats » du deuxième remblai est variable ; sur la haute et moyenne Doundi ils atteignent presque le niveau du premier remblaiement ou du bas glacis ; ailleurs ils se trouvent souvent à 3-4 m sous le bas glacis ou le sommet du premier remblai formant corniche.

Dans le bassin de la ***Kolinbiné*** *on remarque par place le long du Térékolé une deuxième surface sableuse emboîtée dans celle du premier remblai.* Elle est bien développée sur la rive droite de la rivière à sa sortie du massif de dolérites entre Niougoméra et Yélimané (pl. VII). Le sable est généralement fin, de couleur brun-rose ou brun-beige[3]. Le sommet du dépôt n'est plus atteint par les crues actuelles (fig. 157). Ce deuxième remblai du Térékolé a bouché la vallée du Wadou, la branche septentrionale de la Kolinbiné, à la hauteur de Diongaga (pl. VII). Les eaux accumulées derrière ce barrage forment la « mare » de Léhé s'allongeant sur 9 km. Il semble que la grande « *mare* » *Magui* (pl. I) ait une origine analogue. Les apports du Krigou[4], principal affluent de gauche, ont sans doute été plus abondants que ceux de la Kolinbiné, à pente insignifiante et affaiblie par son parcours dans la plaine (fig. 113). Ils ont barré partiellement la vallée de la Kolinbiné près de Diabaya ; c'est pourquoi les eaux de cette grande rivière restent en partie bloquées pendant la crue et se répandent en un chapelet de mares, parfois très étendues.

Le ***Karakoro*** *a aussi remblayé sa vallée, creusée à travers les dunes ogoliennes au début de la grande phase humide*[5]. Ces dépôts peuvent être assimilés au deuxième remblai, bien que n'étant pas emboîtés dans le premier remblai ; mais ils se situent en contrebas des dunes rouges[6]. Leur matériel est très sableux. Le sable est fin et assez homométrique ; il contient cependant une petite fraction de sable grossier (fig. 134 A, n° 468). Une comparaison sommaire de la granulométrie des sables des dunes ogoliennes et de ceux du deuxième remblai dans les environs de Kankossa montre que le tri et la grosseur du matériel de la dune sont identiques. Donc le sable dunaire n'a pu être remanié que sur une distance très courte. La largeur de la vallée, variant entre 1,5 et 3,5 km, et la forme parfois arquée des deux talus limitant ce grand

1. P. MICHEL, 1962 d.
2. J. VOGT, 1955 b.
3. P. MICHEL, 1960 b.
4. Son nom est orthographié Korigou sur certaines cartes.
5. Cf. paragr. 1 a.
6. P. MICHEL, 1960 b.

sillon, taillé dans les dunes rouges, suggèrent que la rivière traçait alors d'amples méandres, élargissant peu à peu sa vallée par sapement latéral (fig. 158). Les sables sont rubéfiés dans la partie supérieure du dépôt et deviennent blancs en profondeur. Ce remblai est traversé par endroits de dépressions allongées, peu profondes, au sable plus limoneux en surface ; elles correspondent à d'anciens lits colmatés. Sa surface est généralement ondulée à la suite d'un certain remaniement éolien du sable superficiel.

Le deuxième remblai existe aussi sur les petits affluents de droite qui rejoignent la vallée du Sénégal entre Bakel et Maghama. Il est emboîté dans la terrasse du premier remblai sur l'oued Amagué près de Sélibabi. Son matériel sableux, bien trié, renferme plusieurs lits de concrétions ferrugineuses remaniées, mélangées à du gravier ; elles proviennent de l'érosion du premier remblai. L'oued Niordé coule, de même, dans les dépôts sableux du deuxième remblai. Un sapement de berge à Harr permet d'en observer une coupe sur 1 m. Le matériel est homogène. Les sables sont fins et bien triés (fig. 134 A, n° 964). Cette formation alluviale s'étend largement vers l'aval, colmatant une vaste dépression (feuille Sélibabi). Des lambeaux de ce deuxième remblai subsistent encore en bordure du lit majeur de l'oued Gharfa dans la région de Maghama. Son matériel contient une importante fraction fine et le sable est assez hétérométrique (fig. 134 A, n° 984). Cet oued déposait sa charge solide sous forme d'un épandage alluvial en débouchant dans le lit majeur du fleuve.

La terrasse du deuxième remblai est peu étendue dans la ***vallée du Sénégal*** *en aval de Bakel et elle disparaît complètement entre Moudéri et Dembakané* (pl. I). Son matériel est en général finement sableux. Le sommet de la terrasse se trouve à une altitude de 20 à 22 m dans ce secteur, c'est-à-dire juste à la limite de l'inondation par les hautes eaux du fleuve (fig. 25) ; les crues fortes peuvent la submerger. Elle se situe à l'arrière des levées plus récentes, mais localement elle arrive jusqu'au lit mineur du Sénégal. Ce deuxième remblai a isolé une série de cuvettes à la bordure de la vallée, qui sont inondées par les crues de petits oueds coulant sur les terrains schisteux de la série de Bakel ; les eaux ne peuvent pas se vidanger et y stagnent très longtemps.

En aval de Dembakané les crues du Sénégal ont arasé partiellement le sommet du premier remblai à la limite du lit majeur actuel (feuille Matam). Cette érosion latérale s'est surtout manifestée à la bordure ouest de la vallée (fig. 161 A). Le fleuve emportait au loin les limons et les argiles, mais déposait le matériel sableux le long de son cours inférieur ; ces sédiments ont été recouverts par des alluvions fines, plus récentes. Ils sont visibles localement dans la rive concave de certains méandres. Ainsi on peut observer à l'étiage une épaisse couche de sable moyen, couleur saumon, à la partie inférieure de la berge dans la grande boucle du Sénégal en amont de Mbagne (feuille Kaédi). Ce sable est bien trié (fig. 134 A, n° 1092 b) et présente de belles stratifications entrecroisées qui indiquent un écoulement fluvial important[1].

Les sondages de Bogué ont aussi recoupé ces alluvions sableuses[2]. Les argiles, sédimentées au cours de la phase humide précédente[3], passent vers le haut à des dépôts sablo-argileux et sableux, de couleur beige clair (fig. 115).

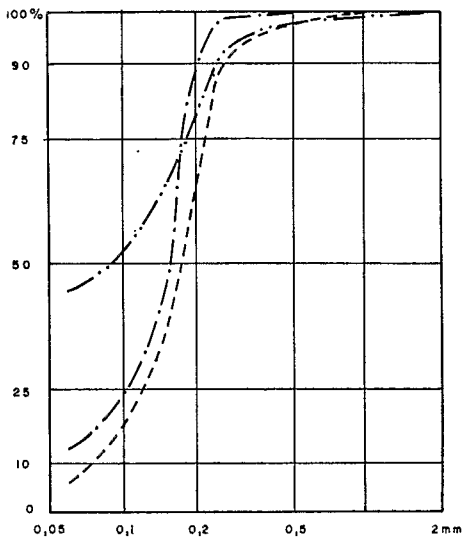
Les sables sont à grains fins ou moyens et contiennent une certaine proportion de grains grossiers (fig. 134 A, nos 1016, 1029, 1043) ; ces alluvions renferment, en outre, quelques granules de cuirasse. L'étude morphoscopique du matériel montre que beaucoup de grains de quartz sont ferruginisés, notamment parmi ceux de grande taille ; certains sont corrodés et quelques-uns portent des restes de ciment ferrugineux. Presque tous sont usés, de forme arrondie ou à coins arrondis (fig. 134 B). Les mats chimiques sont beaucoup plus nombreux que dans le sable des dunes ogoliennes (fig. 120 B).

Ce matériel semble provenir surtout du remaniement sur une certaine distance des dépôts du premier remblai qui ont été marqués par la pédogenèse. Il ne recèle que très peu de pollens et aucun n'est caractéristique ; même les graminées y sont rares[4]. La végétation

1. P. Michel, 1957 b.
2. P. Michel, 1967.
3. Cf. paragr. 1 c.
4. P. Michel, P. Assémien, 1969.

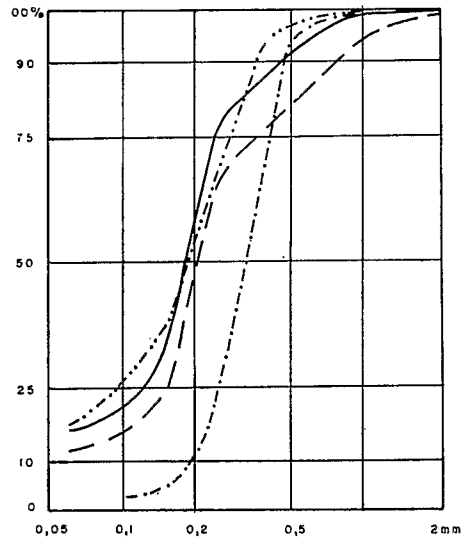
Affluents du Sénégal

A – GRANULOMÉTRIE



---- 468 — · 964 — ·· 984

Vallée inférieure du Sénégal



— —1016 ——1029 —·—1043 —·-1092b

B – MORPHOSCOPIE

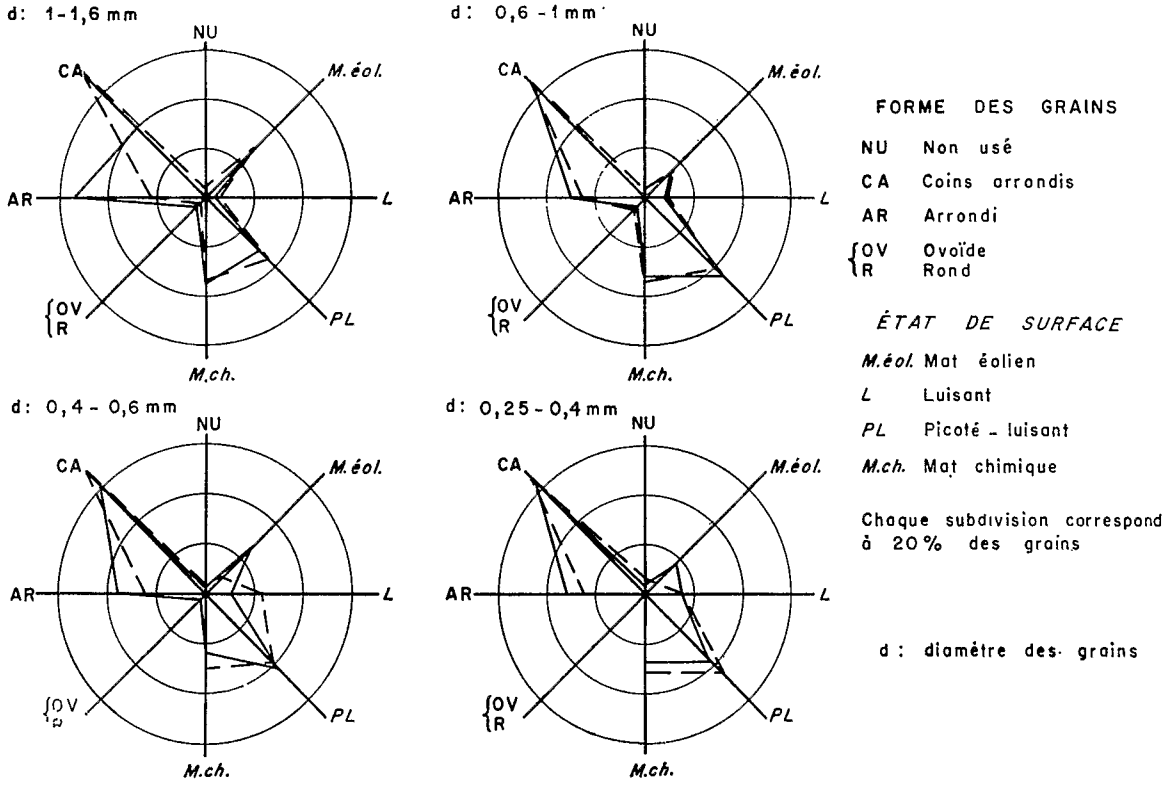


FIG. 134. — Dépôts du deuxième remblai : affluents et vallée inférieure du Sénégal. Analyses granulométriques et morphoscopiques.

devait donc être maigre et discontinue dans la basse vallée du Sénégal à cette époque. La nature sableuse du dépôt montre que la compétence du fleuve était alors élevée.

Tableau 31. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Dépôts du deuxième remblai.

Le chiffre indique la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Édifices gonflants
464	2	5	3
844	8	2	
956	4	2 (très ouverte)	4
957	5	3	2
988	10	traces	traces

Lieux de prélèvement :

464 Vallée du Karakoro au Sud de Kankossa. 0,10 m prof.
844 Vallée du Bakoy à Toukoto. 0,20-0,40 m prof.
856 Vallée du Sénégal au Sud-Ouest de Moudéri. 0,10-0,20 m prof.
857 Même endroit. 0,90-1,00 m prof.
988 Vallée du Sénégal, entre Matam et Ouro Sogui. 0,90-1,00 m prof.

La ***fraction argileuse*** du deuxième remblai contient souvent beaucoup de kaolinite (tableau 31). Sa composition est semblable à celle du premier remblai ou des dunes rouges, ce qui prouve bien que son matériel provient du remaniement de ces deux formations. Cependant on remarque parfois de légères différences.

Le deuxième remblai du Karakoro est riche en illite tout comme les dunes rouges (tableau 27, n° 463). Par contre, celui du Bakoy à Toukoto renferme un peu moins d'illite que le premier remblai (tableau 28, n° 845), soit qu'elle ait subi une certaine altération, soit que le dépôt ait été nourri par des apports fins de l'amont, uniquement kaoliniques. Le matériel en bordure de la vallée du Sénégal près de Moudéri est aussi plus pauvre en illite que celui des dunes ogoliennes (tableau 27, n° 942) et elle est très ouverte près de la surface ; ce dépôt s'est enrichi en kaolinite. L'échantillon 988 correspond au premier remblai, arasé par les crues dans la région de Matam. L'analyse confirme que les sédiments de cette terrasse plus ancienne sont d'origine locale[1] et proviennent du remaniement des grès argileux du Continental terminal dont la fraction argileuse est composée uniquement de kaolinite (tableau 17). Les alluvions de Bogué contiennent un mélange, à parts presque égales, de kaolinite, d'illite et de montmorillonite (tableau 30, n° 1044).

Les études de ***minéraux lourds***[2], effectuées sur des prélèvements près de Kayes, montrent que les dépôts du deuxième remblai contiennent les mêmes éléments que ceux du premier remblai : surtout du zircon, de l'ilménite, du leucoxène, de l'anatase, de la tourmaline et de la staurotide. Mais leur concentration est plus forte dans le deuxième remblai ; ainsi le zircon devient abondant sur les tamis à petite maille. Par contre, on n'y trouve presque plus de micas et les oxydes de manganèse ont été éliminés. Les cortèges de minéraux lourds confirment donc que le matériel du deuxième remblai dans la région de Kayes est issu du premier remblai et qu'il a été charrié par le fleuve sur une certaine distance. Le transport a engendré une concentration des minéraux les plus résistants et a éliminé les plus fragiles, notamment les micas ; les oxydes de manganèse, qui migrent aisément, ont été emportés au loin par les eaux.

Ainsi l'*alluvionnement* des cours d'eau dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie était très important au cours de cette petite phase sèche. Il est d'*origine climatique*, tout comme

1. Cf. chap. I, C 1 b.
2. Par le laboratoire de minéralogie du Bureau de recherches géologiques et minières à Dakar.

les précédents. L'appauvrissement du couvert végétal a favorisé les processus de l'érosion mécanique. *Mais les deux fleuves ont aussi alluvionné dans les basses vallées en fonction de la remontée progressive du niveau marin.* Les dépôts sableux de Bogué sont recouverts d'un niveau de vase dans tous les sondages effectués sur la berge du fleuve (fig. 115). Cette vase s'est déposée au maximum de la dernière transgression, appelé maintenant Nouakchottien sur les côtes sénégalo-mauritaniennes[1]. Ainsi les alluvions sableuses sous-jacentes correspondent probablement déjà à des dépôts fluvio-deltaïques ; leur caractère est donc principalement eustatique.

B. LA TRANSGRESSION DU NOUAKCHOTTIEN

Le relèvement progressif du niveau de la mer au cours du Post-glaciaire s'est traduit par une *importante sédimentation marine ou lagunaire* dans les profondes entailles des cours inférieurs du Sénégal et de la Gambie et dans les régions littorales où la côte est généralement basse. Puis la mer s'est avancée jusqu'à plus de 200 km de la côte actuelle, formant des golfes allongés ou de grandes rias dans les basses vallées des deux fleuves, ainsi que dans le Sine-Saloum et en Basse et Moyenne-Casamance (fig. 130). E. F. GAUTIER (1943, p. 65) avait déjà remarqué qu'une « oscillation positive de grande amplitude » s'est produite sur les côtes de l'Afrique occidentale, envahissant les vallées et les transformant en rias ; la Gambie et les « Rivières du Sud », citées dans son ouvrage, sont devenues des exemples classiques d'une côte à rias.

1. LA REMONTÉE DU NIVEAU MARIN

Un sondage implanté à Bathurst permet de connaître les faciès des dépôts à l'*embouchure de la Gambie.* Voici, d'après la coupe établie par R. DÉGALLIER et J. MARCHAND, la succession des niveaux correspondant à la dernière transgression :

0,00- 1,50 m	sable jaunâtre ; cote du sol : + 2 m environ
1,50- 3,00	sable argileux gris
3,00- 4,50	sable coquillier
4,50- 6,00	sable gris à ilménite
6,00-15,00	argile ou vase sableuse salée, gris-noir ou bleue
15,00-30,50	sable foncé marneux avec coquillages
30,50-32,00	marne foncée à coquilles nacrées
32,00-38,00	argile à amas sableux avec efflorescences salées au séchage

Les quelques sondages profonds effectués dans le ***Delta du Sénégal*** *donnent un aperçu de l'ampleur et de la nature de la sédimentation.* Des dépôts de vase, très épais, alternent avec des niveaux de sable. Les sédiments sont, en général, plus sableux vers le haut de la séquence.

La série de sondages placés sur un profil en travers du lit mineur du fleuve, à 3,5 km en amont de *Richard-Toll,* nous a permis d'établir une coupe sur environ 700 m (fig. 109). Ils ont tous traversé d'abord des dépôts de sable contenant des graviers, puis une épaisse couche de vase ; celle-ci repose sur le soubassement de calcaires du Paléocène ou sur les alluvions graveleuses mises en place au début de l'Ogolien[2]. Le contact entre les sédiments sableux et les vases varie légèrement d'un sondage à l'autre ; il se situe entre – 10 et – 14 m[3]. La

1. P. ELOUARD, 1967 b.
2. Cf. chap. I, A 3 d.
3. R. DÉGALLIER, 1956 a, donne les coupes de la plupart des sondages effectués dans le secteur de Richard-Toll.

coupe du sondage S D, situé sur la rive nord du fleuve, est plus complexe : elle montre une alternance de niveaux de sable, de sable vaseux et de vase.

Le *sondage* profond, situé à 5 km au Sud de *Rosso* (fig. 102), fournit la succession complète des dépôts qui ont comblé la vallée du Sénégal, creusée lorsque le fleuve a de nouveau rejoint l'océan après l'aride de l'Ogolien[1]. Nous avons établi avec P. ELOUARD sa coupe détaillée après l'étude des échantillons[2] :

0,00- 4,00 m	sable fin argileux brun-jaune — (levée post-nouakchottienne)
4,00- 8,35	sable fin, trié, luisant, beige clair
8,35-10,40	sable fin, vaseux, gris foncé, avec des petits débris de coquilles calcaires
10,40-10,80	passées plus sableuses, jaunes
10,80-14,60	sable très fin, vaseux, gris foncé ; nombreux petits débris de coquilles calcaires
14,60-19,00	vase contenant des débris de coquilles de Lamellibranches (espèces lagunaires)
19,00-20,85	vase compacte, gris foncé ; petits débris de coquilles calcaires à la base
20,85-23,00	sable vaseux gris-beige avec des débris de coquilles calcaires
23,00-26,00	sable très fin, beige, avec quelques grains plus grossiers ; des concrétions ferrugineuses entourées de taches rouille
26,00-27,00	sable fin, gris-beige, à nodules de vase gris violacé et à débris végétaux
27,00-27,50	sable fin, beige, à petits débris de coquilles calcaires et quelques petits galets de grès ferrugineux ; alternance de minces niveaux de sable et de vase vers la base
27,50-29,00	vase grise, très finement sableuse, avec des passées plus sableuses vers la base
29,00-32,50	vase, gris-noir, compacte, avec de petits débris de coquilles calcaires
32,50-33,00	sable fin, légèrement argileux, beige, avec des gravillons ferrugineux bien émoussés ; nombreux minéraux lourds
33,00-35,60	sable très fin, argileux, bigarré, gris-brun à taches ocres, avec quelques granules ferrugineux
35,60-38,00	argile compacte, bariolée, gris bleuté, ocre
38,00-39,40	argile finement sableuse, brun-beige, à passées de sable fin ; quelques gravillons ferrugineux et un manchon de racine ferruginisé
39,40-40,80	argile très compacte, gris-noir, à passées brunes ou bleutées
40,80	calcaire dolomitique blanc de l'Éocène inférieur

Ce sondage a été implanté sur une levée fluvio-deltaïque, à l'altitude + 4 m environ[3]. Les niveaux inférieurs de cette coupe semblent correspondre à des dépôts fluviatiles. Le matériel est généralement fin, mais renferme parfois des gravillons ferrugineux qui viennent des cuirasses du Ferlo septentrional ou des buttes s'élevant en bordure de la moyenne vallée. *La base de la première couche de vase, à la profondeur de 32,50 m, indique le début de la sédimentation marine, vers la cote −28,50 m.* Puis les dépôts de sables littoraux alternent avec des niveaux de vase, plus ou moins épais. La couche supérieure de sable trié, à grains luisants, représente le maximum de la transgression nouakchottienne.

Les sondages effectués récemment par M. AUDIBERT pour l'étude de la nappe phréatique montrent une grande hétérogénéité des dépôts dans la partie centrale du Delta. Un des sondages du secteur de Boundoum a traversé des niveaux de vase contenant des coquilles de *Tympanotonus fuscatus*, avant d'atteindre vers −20 m des débris de coquilles à ciment gréseux d'un beach-rock de l'Inchirien[4]. A la bordure méridionale du Delta, dans la région de Ross-Béthio, des graviers ferrugineux se mélangent aux dépôts de vase sableuse[5] ; ils proviennent du remaniement des épandages de sable et gravier du Quaternaire moyen. Par contre, la sédimentation avait un faciès surtout sableux dans la région littorale, au moins jusqu'à une profondeur de 15 m, d'après la coupe du sondage de Gandiol, à l'embouchure actuelle du Sénégal, et celle du sondage de prospection d'ilménite, fait par A. ALLON (1957)

1. Cf. paragr. A 1 a.
2. Ils sont déposés à la salle des « carottes » de la Direction fédérale des mines et de la géologie du Sénégal (Dakar-Fann) ; c'est le sondage Richard-Toll 2 (Rosso), n° 1405 de l'inventaire.
3. Les cartes topographiques du Delta au 1/50 000, avec courbes de niveaux, permettront de connaître bientôt la cote exacte (elles sont à l'impression).
4. Renseignement oral ; pour l'Inchirien, cf. 4e partie, chap. II, A 1 c.
5. A. ALLON, 1957, coupe du sondage S 3, arrêté à 18 m de profondeur.

dans le secteur de Ndiago (fig. 102) : les beach-rocks inchiriens sont recouverts de sables contenant des débris de coquillages ; le sondage de Gandiol a traversé cependant deux minces niveaux de vase[1].

L'analyse des *minéraux argileux* sur des échantillons prélevés dans plusieurs sondages de Richard-Toll et dans celui de Rosso montre l'existence d'un mélange de kaolinite, d'illite et de montmorillonite (tableau 32). Ce dernier minéral prédomine souvent ; quelquefois il s'est transformé en édifice gonflant. Les dépôts en milieu lagunaire sont généralement riches en montmorillonite, puisque ce milieu est favorable à sa conservation et à sa cristallisation. Selon G. MILLOT on ne peut pas dire, dans l'état actuel des recherches, si la montmorillonite est entièrement héritée dans le cas présent ou si une partie a pu naître sur place par néoformation[2]. On remarque que ce minéral argileux est très abondant dans les niveaux les plus riches en vase (nos 1008, 1009, 1052). La kaolinite est très mal cristallisée dans les sédiments lagunaires du sondage de Rosso : elle se dégrade probablement dans ce milieu. L'illite est parfois ouverte.

Tableau 32. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AU RAYONS X.
Sondages de Richard-Toll et de Rosso - Delta du Sénégal.

Le chiffre indique la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite ou édifice gonflant (+)
1006	3	2	5
1007	3	3	4
1008	3	2	5
1009	3	traces	7 (+)
1010	3	3	4 (+)
1051	5	3	2
1052	4 mal cristallisée	1	5
1054	4	3 (très ouverte)	3
1055	4	2	4
1057	4	1	5
1058	4	4 (ouverte)	2

Les échantillons 1058, 1057 et 1055 renferment des traces d'attapulgite ; elles vont en diminuant jusqu'à l'échantillon 1055.

Lieux de prélèvement :

Richard-Toll : Sondage S 7 — 1006 : 9,50 m prof. ; 1007 : 13-14 m prof. ; 1008 : 17-18 m prof. Sondage S 4 — 1009 : 12-13 m prof. Sondage S 9 — 1010 : 15 m prof.

Rosso — 1051 : 13-14 m prof. ; 1052 : 19-20,85 m prof. ; 1054 : 29-30 m prof. ; 1055 : 33-34 m prof. ; 1057 : 36-37 m prof. ; 1058 : 39,40-40,80 m prof.

Les variations dans les pourcentages respectifs des différents minéraux s'expliquent peut-être par des facteurs locaux : intensité des courants, modification des apports, légers changements de sédimentation. Les traces d'attapulgites, décelées dans les niveaux inférieurs de la série du sondage de Rosso, proviennent sans doute du remaniement des formations marines de l'Éocène dont certaines couches contiennent ce minéral en abondance[3]. On notera

1. Nous avons donné les coupes de ces deux sondages dans la 4e partie, chap. II, A 1 c.
2. Renseignement oral (1966).
3. Cf. 3e partie, chap. I, C 2 a.

que l'attapulgite est présente uniquement dans les dépôts d'origine fluviatile probable. Or, lors du recreusement de sa vallée, le fleuve a entaillé les séries du Lutétien inférieur et du Paléocène, avant que la mer ne pénètre dans son cours inférieur.

L'étude des coupes de sondages et de la fraction argileuse des dépôts permet de tracer à grands traits *une première esquisse de la* ***paléogéographie du Delta*** du Sénégal pendant la dernière transgression. En confrontant la cote de la base des dépôts de vase avec le chronodiagramme de la courbe eustatique pour la côte de l'Afrique occidentale, établi par H. FAURE et P. ELOUARD (1967), il apparaît que *la sédimentation marine a commencé vers 8 800 ans B.P. dans le secteur de Rosso.* Les dépôts sous-jacents d'argile et de sable fin argileux, avec traces d'attapulgite (32,50 à 40,80 m), représentent ainsi des apports du fleuve au cours de la phase humide entre 10 000 et 8 800 ans B.P. ; ces alluvions fines sont comparables à celles de Bogué, étudiées précédemment[1].

Dans un premier stade la mer n'occupait que le lit du fleuve, formant une petite ria allongée ; c'est pourquoi des vases se sont d'abord déposées. Grâce à la montée progressive du niveau marin, la ria s'est élargie en un petit golfe. La sédimentation est alors devenue sableuse. Les sables du sondage de Rosso (23 à 27,50 m) sont très homométriques et composés principalement de grains luisants[2]. Le rivage de ce petit golfe était probablement battu par une forte houle, ce qui expliquerait l'excellent tri du matériel. Ce deuxième stade se situerait, selon le chronodiagramme, entre 8 400 et 8 000 ans B.P. Mais la forte houle a engendré une importante dérive littorale qui a amené de grandes quantités de sable. Des cordons littoraux se sont édifiés, transformant le petit golfe en une lagune. Des vases, riches en montmorillonite, se déposent alors sur une grande épaisseur d'après les coupes des sondages de Richard-Toll (fig. 109) et de celui de Rosso (14,60 à 23 m). Puis le matériel redevient plus sableux. Les dépôts de sable luisant, traversés par les sondages entre les cotes 0 et – 10 m correspondent certainement à une ouverture de la lagune, formant à nouveau un golfe ; elle se serait produite vers 7 200 ans B.P.[3].

La lagune n'occupait d'abord que la partie septentrionale de la région du Delta. Elle s'est étendue progressivement vers le Sud. Mais elle était séparée de l'océan par les beach-rocks inchiriens qui émergeaient alors, formant de petites falaises vers – 12 à – 15 m à l'extrémité sud-ouest du Delta dans les régions de Ndiago et de Saint-Louis (fig. 102). Puis les eaux du golfe ont submergé ces petits reliefs littoraux et des dépôts de sables coquilliers les ont recouverts. La mer a pénétré aussi dans les interdunes séparant les grands cordons dunaires ogoliens à l'Est de Saint-Louis et les a élargis en doigts de gant ; ainsi se sont formées les dépressions allongées, de direction SW-NE, du Khant, de Nguiné et de Ndiasséou (feuille Saint-Louis). Dans cette dernière, située le plus à l'Est, J. H. DURAND a trouvé plusieurs niveaux de tourbes au cours d'un récent levé pédologique : l'un à 35 cm de profondeur, dans la partie centrale de la dépression ; l'autre à 80 cm, dans sa partie nord-est, légèrement plus élevée. Les deux tourbes, distantes de 5 km environ, ont été datées de 7 050 ± 150 ans B.P. par le radiocarbone ; elles contiennent de nombreux pollens de *Rhizophora racemosa* et *R. harrisonii*[4]. Ainsi une mangrove dense peuplait alors cette dépression qui communiquait mal avec le golfe marin s'étendant sur la région du Delta.

La mer s'est avancée progressivement dans la basse vallée du Sénégal. Elle a occupé le sillon du lac de Guier et *envahi la cuvette du* ***lac Rkiz*** en s'insinuant par les interdunes qui séparent les grands alignements de dunes rouges (feuille Dagana). Des dépôts de sables nouak-

1. Cf. paragr. A 1 c.
2. Pour l'échantillon 1053, prélevé entre 26 et 27 m de prof., la médiane est de 0,18 mm, le premier quartile de 0,17 mm, le dernier quartile de 0,20 mm et le dernier décile de 0,22 mm ; l'aspect de surface des grains est le suivant pour le tamis 24 : 52 % luisants, 36 % picotis-luisants, 10 % mats chimiques, 2 % mats éoliens.
3. J. MONTEILLET commence des études de sédimentologie et de microfaunes sur les échantillons des récents sondages de M. AUDIBERT ; elles permettront de préciser les phases successives de la sédimentation. Des études palynologiques seraient aussi d'un grand intérêt, notamment pour distinguer les niveaux marins ou lagunaires des dépôts fluviatiles.
4. J. H. DURAND, *in litt.* 25.10.1969 et 21.4.1970.

chottiens apparaissent à la bordure du Rkiz. L. HÉBRARD (1968 a) a relevé la coupe suivante dans un petit sondage effectué près de la rive Est du lac :

0,00-1,30 m	sable fin blanc à taches rouille
1,30-1,60	vase noire feuilletée
1,60-1,90	sable fin blanc
1,90-2,10	coquilles dans du sable vaseux
2,10-2,50	sable très fin blanc, compact
2,50	niveau supérieur de la nappe phréatique (juin 1967)

L'altitude du sol à cet endroit est de + 1 m environ. Le mince niveau à coquillages se situe donc vers la cote – 1 m. Un lot de coquilles d'*Arca senilis*, prélevées dans ce niveau, a été daté par le C 14 de 6 740 ± 130 ans B.P. La faune comprend, en outre, *Dosinia isocardia, Corbula trigona, Tellina nymphalis, Tympanotonus fuscatus, Bittium reticulatum, Bullaria adansoni*[1]. Elle indique un milieu lagunaire ou d'estuaire dessalé. Après ce dépôt coquillier, le niveau de la mer est encore monté légèrement et la sédimentation est devenue plus sableuse, comme dans le Delta.

2. LE MAXIMUM DE LA TRANSGRESSION

Lorsque la mer a atteint son niveau le plus élevé, elle a occupé toute la basse vallée du Sénégal jusqu'aux environs de Bogué qui se trouve à 230 km de la côte (fig. 135 a). *Elle a remonté le cours de la Gambie jusque vers Georgetown, situé à 200 km de l'embouchure à vol d'oiseau. Ainsi la transgression du Nouakchottien a transformé les vallées inférieures des deux fleuves en d'**énormes rias** dont la largeur variait de 5 à 25 km.*

Y. HENRY (1918) notait déjà (p. 20) « l'existence d'une nappe continue de sable fin, d'origine marine, formant au-dessus du substratum rocheux l'assise inférieure de la vallée » du Sénégal. Une série de sondages effectués entre Richard-Toll et Dagana montrait que dans cette région « l'assise sableuse se maintient uniformément à la cote moyenne de 1 m 60-2 m 40 par rapport au zéro vrai ». Ce pionnier de la recherche agronomique en Afrique déduisait de ses observations « qu'à une période récente la mer pénétrait... par un profond estuaire »[2].

Les recherches au cours des vingt dernières années permettent de préciser la nature des sédiments ; les analyses du matériel renseignent sur l'origine des dépôts et donnent des indications sur le milieu morphoclimatique et sur l'écologie pendant le Nouakchottien, bien situé maintenant dans la chronologie absolue par les datations au radiocarbone.

a. Le Delta et la basse vallée du Sénégal

Les houles du Nord–Nord-Ouest (fig. 135 a) *ont arasé progressivement les dunes rouges dans la **région du Delta.** Le matériel a été étalé en de vastes plages sableuses qui entourent quelques îlots dunaires. Il est souvent fossilifère.*

La terrasse nouakchottienne occupe encore une place importante dans le modelé de la *partie sud-ouest* du Delta. Elle longe la bordure orientale de l'ensemble dunaire de Maka-Diama (feuille Saint-Louis). Plusieurs lambeaux s'étendent entre le Djeuss et le cours inférieur du Lampsar, ainsi qu'au pied des dunes rouges de Toundou Besset et de celles de Ross Béthio. *La terrasse se développe au Sud entre les cordons littoraux de Gandon et les dunes ogoliennes de Rao* (fig. 136). Large de 4 km, elle s'allonge sur environ 25 km et se termine en pointe vers le Sud–Sud-Ouest, passant sous les dunes littorales semi-fixées[3]. Sa surface plane ou légèrement

1. Déterminations de P. ELOUARD.
2. Mais il n'a pas pu assigner de limite à cette transgression et pensait qu'elle avait remonté la vallée « jusque près de Bakel ». Or cette escale se trouve à une altitude de 23 m !
3. P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE, 1967.

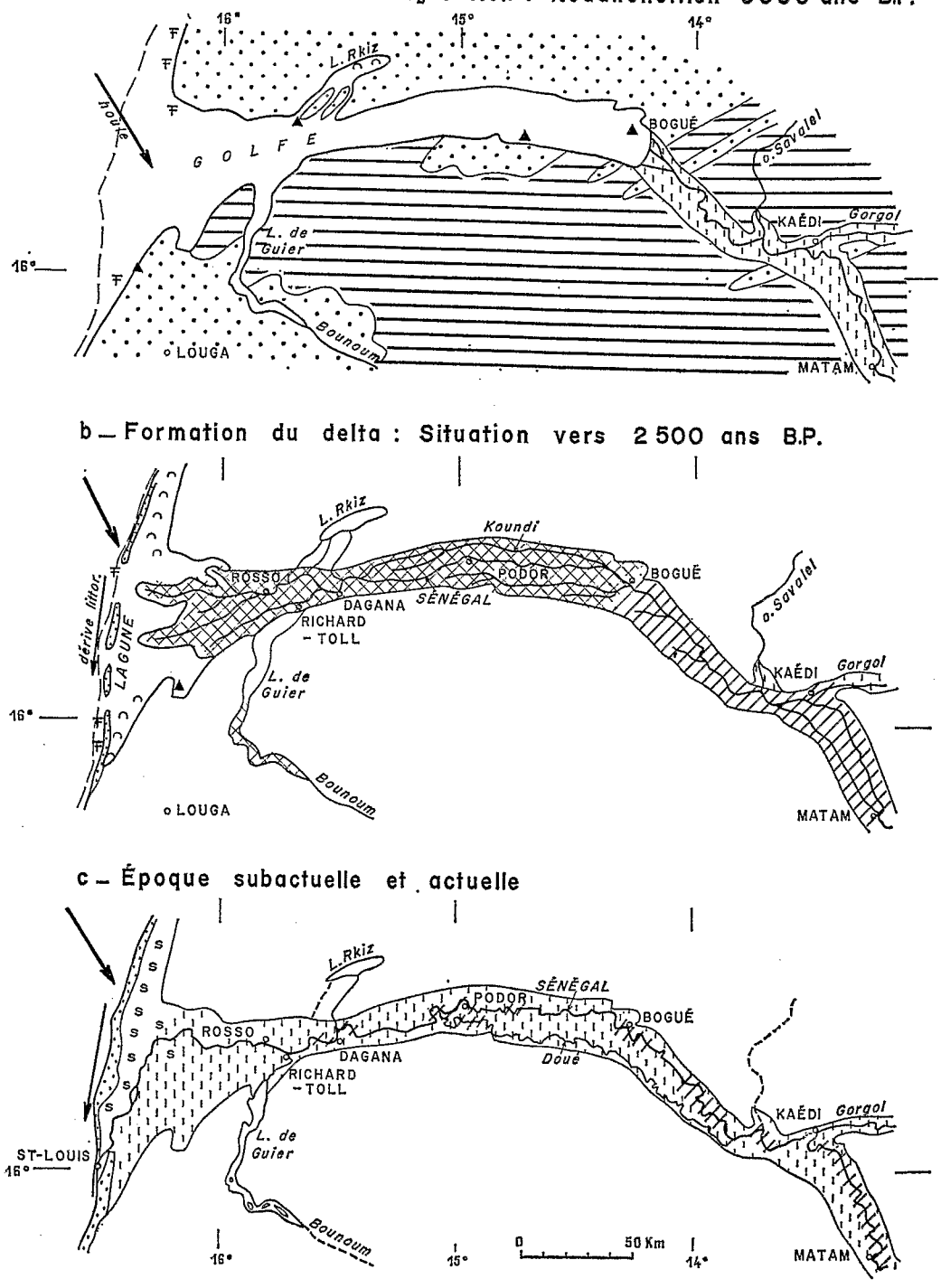


FIG. 135. — Évolution de la basse vallée du Sénégal depuis la dernière transgression.

ondulée se déroule entre les cotes 1,50 et 2 m, s'inclinant en pente très douce vers le Nord-Est (fig. 138 b). Cette terrasse a été incisée par de petits marigots et ses sables superficiels ont été remaniés par le vent. Elle porte une steppe arbustive dense à *Acacia seyal*. Ses dépôts sableux sont assez homogènes et contiennent des niveaux de coquillages à faible profondeur[1].

Les carrières près de la route Dakar – Saint-Louis permettent d'établir de bonnes coupes ; voici l'une d'elles, relevée à 5 km de Rao (cote du sol + 2 m) :

0,00-1,00 m	sable gris, légèrement argileux, compact, à texture prismatique
1,00-1,75	coquilles d'*Arca senilis* etc., dans une matrice sableuse
1,75-2,50	sable blanc, bariolé d'ocre
2,50-3,10	sable gris
3,10-3,60	sable fin, gris, avec débris de coquilles

nappe phréatique à 3,10 m (juin 1966)

La terrasse nouakchottienne borde les dépressions du Khant, de Nguiné et Ndiasséou, s'allongeant entre les cordons de dunes ogoliennes remaniées. Ses sables sont plus argileux puisque le golfe marin s'y terminait en doigts de gant. Ils renferment aussi des niveaux d'*Arca senilis*.

J. Tricart (1961 a) a déjà montré qu'un liséré de terrasse marine s'étire devant les dunes rouges à la *bordure septentrionale* du Delta. Elle s'insinue souvent dans les interdunes, notamment aux environs de Keur Macène[2]. La terrasse arrive jusqu'à proximité du fleuve au Sud du marigot de Gouère (feuille Dagana). La mer a aussi arasé les dunes ogoliennes le long de la dépression de l'*Aftout es Saheli*. Le matériel sableux a été étalé en une vaste terrasse qui s'incline doucement vers l'Ouest (feuille Saint-Louis). D'après les observations de L. Hébrard (1968 a, p. 15), les « niveaux de coquilles sont constitués par une ou deux couches de faible épaisseur, quelques décimètres » ; elles sont recouvertes de 1 m de sable. Le golfe a poussé de nombreuses ramifications dans les interdunes ; c'est pourquoi on trouve des coquilles marines jusqu'à 20 km à l'intérieur des terres dans la partie occidentale du Trarza.

Ces dépôts sableux, sédimentés en milieu marin, ont incorporé du sel ; ils sont soumis, en outre, à l'action de la nappe phréatique salée du Delta (fig. 35). La présence du sel favorise la précipitation des oxydes de fer qui donnent des teintes vives, orange ou rouge, aux sables blancs ou gris. Les parties basses de la terrasse peuvent être inondées par forte crue. C'est le cas notamment pour les lambeaux de faible altitude entre le Djeuss et le Lampsar qui connaissent une submersion prolongée par les eaux douces depuis la construction de la digue de Dakar-Bango.

L'extension de la terrasse nouakchottienne dans la ***basse vallée*** *du Sénégal est beaucoup plus réduite.* Elle n'apparaît nulle part dans le lit majeur du fleuve, sauf à proximité du méandre recoupé de Dar-el-Barka et au Sud de la cuvette de Moï Moï (feuille Podor). Mais *elle ourle par place les bords de la vallée.* La largeur de cette bande est variable ; souvent elle ne dépasse pas 100 m. Ce n'est qu'à l'extrémité de l'ancien golfe, dans la région de Bogué, que la terrasse s'étend plus largement. A la *bordure méridionale*, elle se situe en contrebas du glacis polygénique cuirassé, portant quelques petits massifs dunaires ou des sables de couverture ; elle s'individualise le mieux à la sortie Est de Richard-Toll, à Dagana et près de Guédé (feuilles Dagana et Podor). Cette terrasse présente, par contre, un tracé très sinueux le long de la *bordure septentrionale* puisqu'elle se déroule au pied des grands cordons de dunes ogoliennes ; elles se développe dans le secteur se trouvant au Nord-Ouest de Dagana, à la limite du lit majeur et dans les interdunes élargis par lesquels la cuvette du lac Rkiz communique avec le fleuve (fig. 132).

Son matériel sableux, bien perméable, est très marqué par les fluctuations annuelles de la nappe phréatique (fig. 61). Quand le niveau de la nappe baisse en saison sèche, les oxydes

1. J. Tricart, 1961 a, signale qu'au Nord de Rao on voit ces sables fossilifères reposer sur un sol rouge tronqué. Cette observation confirme que la rubéfaction des dunes est antérieure au maximum de la transgression.
2. Le nom de ce village est orthographié Keur Massène sur la nouvelle édition de la carte au 1/200 000.

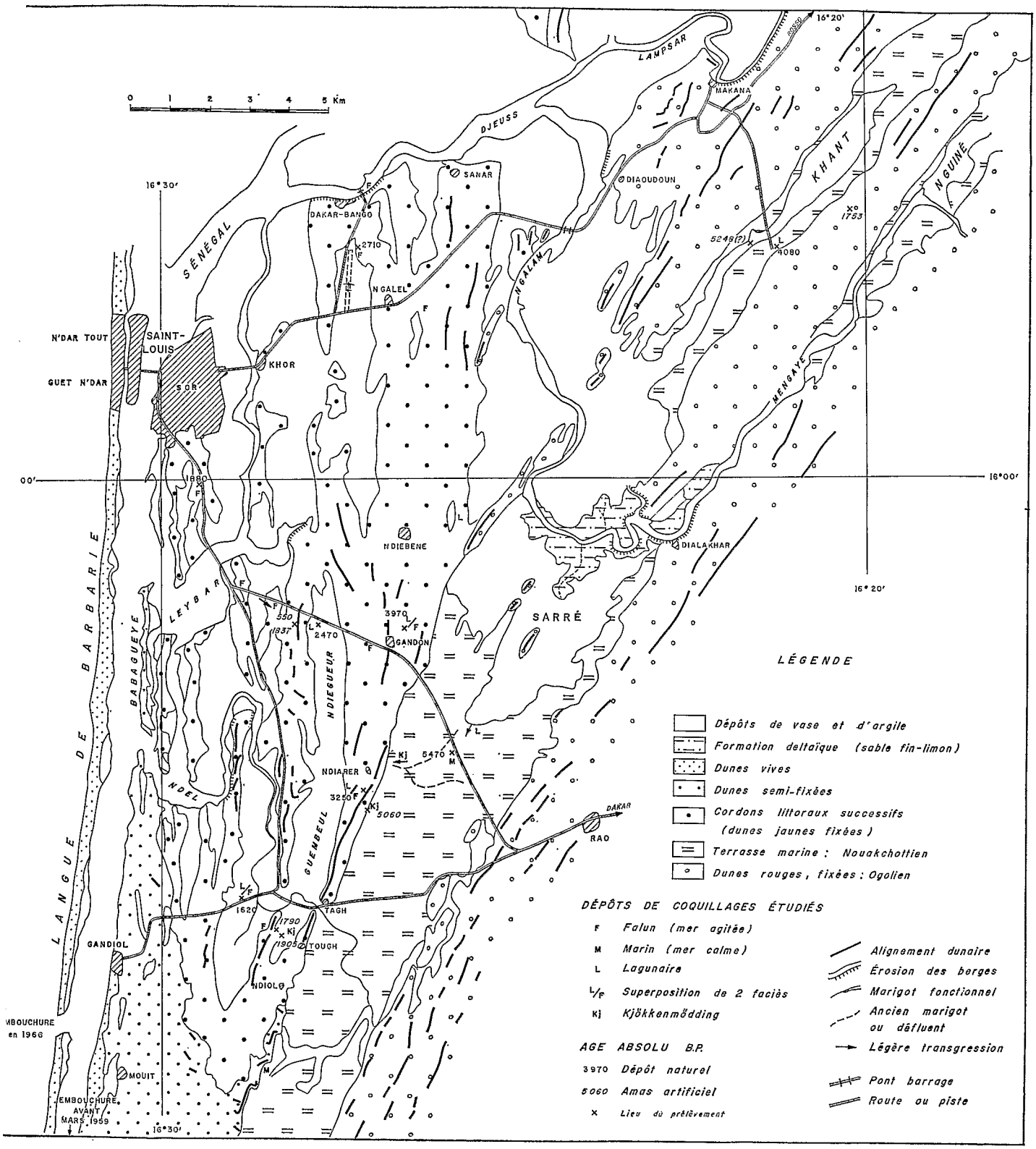


FIG. 136. — Croquis géomorphologique de la région de Saint-Louis.
Faciès et âges des dépôts du Quaternaire récent.

de fer précipitent : ils forment *des taches et des concrétions*. C'est pourquoi les dépôts de la terrasse présentent souvent en coupe un aspect bariolé avec de larges taches et des traînées jaune-ocre ou brun-rouge, La migration du fer a engendré des indurations locales du sable en grès à ciment ferrugineux près du niveau d'étiage de la nappe. Elles sont bien visibles dans la berge concave du fleuve à Bokoul, en amont de Dagana, où le Sénégal sape un lambeau de terrasse.

Le sommet de la terrasse nouakchottienne se situe dans la basse vallée entre les cotes 4 et 6 m. Ses terrains sont souvent inondés par forte crue (fig. 61), mais les eaux se retirent rapidement ou s'infiltrent. Ils s'élèvent de 1 à 2 m au-dessus des dépôts argileux ou sablo-argileux, plus récents. *Cette terrasse se trouve donc à la limite du oualo (lit majeur) et du diéri.* Elle porte des sols hydromorphes à pseudogley (taches et concrétions) et elle est généralement couverte d'une « forêt mixte marginale », assez riche en espèces, qui comprend des strates arborée, arbustive et herbacée[1].

Une coupe faite avec J. MAYMARD en 1956 au Nord de Dar-el-Barka, près de la piste Podor – Bogué, montre l'homogénéité des sédiments et donne le profil type des sols de la terrasse (altitude du terrain 5 m) :

0,00-0,08 m	sable gris-noir (horizon A 1)
0,08-0,18	sable brun-beige ; horizon probablement lessivé (A 2)
0,18-0,50	sable brun-jaune, avec de nombreuses concrétions ferrugineuses : horizon de concrétionnement (B 1)
0,50-1,00	même sable, mais les concrétions sont moins abondantes (B 2)
1,00-1,80	sable fin jaune, sans concrétions (C)

On peut observer par endroits un *niveau de vase* à la base de ces dépôts sableux. Ils sont parfois coiffés d'un deuxième niveau de vase. Les deux niveaux sont bien visibles près de Lérabé, à l'Ouest de Ndioum (feuille Podor), dans la rive concave d'un méandre du Doué qui sape d'abord des dunes ogoliennes, puis les sédiments nouakchottiens recouverts d'alluvions plus récentes (cote du sol 5,50 m) :

0,00-1,10 m	sable fin-limon, jaune (petite levée post-nouakchottienne)
1,10-1,50	sable fin, compact, gris
1,50-2,25	*vase gris bleuté*
2,25-4,40	sable grossier, blanc, avec quelques indurations ferrugineuses
4,40- ?	*vase noire*
4,70	plan d'eau du fleuve (février 1965)

Le niveau inférieur de vase contient des pollens de *Rhizophora* et d'une Combretaceae du genre *Conocarpus*, d'après les déterminations de P. ASSÉMIEN[2].

Cinq des sondages de Bogué ont aussi traversé ce niveau inférieur de vase noire, d'une épaisseur de 0,60 à 1 m (fig. 115). Il se situe entre les cotes + 0,50 et – 2 m. Ce dépôt renferme également des pollens de *Rhizophora*[3]. Il est recouvert de sable gris-beige, épais de 2,75 m dans le sondage S 6. Des lentilles d'eau salée subsistent dans ces terrains aux environs de Bogué.

La présence d'une couche de vase à la base des dépôts nouakchottiens indique que la basse vallée a d'abord connu un régime lagunaire. Elle était, en effet, très étroite dans la région de Dagana où s'est effectuée la jonction entre le petit fleuve côtier et le cours amont lors de l'entaille des ergs ogoliens[4]. L'étranglement de la ria a diminué peu à peu grâce au sapement des dunes rouges par la houle et surtout par le clapotis ; c'est pourquoi la terrasse nouakchottienne est bien développée dans ce secteur à la bordure septentrionale du lit majeur.

1. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 b et fig. 40 A.
2. *In* P. MICHEL, 1967.
3. P. MICHEL, P. ASSÉMIEN, 1969 ; ces cinq sondages ont été implantés sur la berge du fleuve ou dans la partie aval du lit mineur (fig. 114) ; P. ASSÉMIEN, 1969, a étudié ces pollens.
4. Cf. paragr. A 1 a.

Néanmoins la largeur de la vallée n'y dépasse guère 10 km ; elle n'est que de 8 km à la hauteur de Gaé (feuille Dagana).

Ainsi ce golfe étroit et allongé s'est mieux ouvert sur l'océan. La sédimentation prend alors un faciès sableux. Des dunes rouges résiduelles sont érodées. Mais l'action des vagues reste limitée dans ce golfe étroit qui se trouve à l'abri de la grande houle. L'ancien lit majeur du fleuve a été très peu élargi dans l'ensemble. Le sable dunaire remanié a non seulement servi a l'édification de la terrasse à la bordure de la basse vallée, mais il a été aussi étalé sur le fond du golfe.

L'étude des rives concaves de méandres, sapées par la crue[1], montre la présence de *sables blancs*, fins et homométriques, sous les alluvions fines plus récentes ; ils contiennent la nappe phréatique pendant l'étiage du fleuve (fig. 61). On retrouve ces sables nouakchottiens dans les déblais des nombreux petits puits (céanes), creusés dans le lit majeur après la décrue. Ils sont recouverts par les argiles de décantation, sédimentées depuis le retrait de la mer.

Voici la coupe d'une de ces céanes qui se situait dans la partie basse d'une cuvette de la région de Podor, à 6,5 km au Nord-Est de l'escale (cote du sol 3,70 m) :

0,00-1,00 m	argile brune
1,00-2,50	sable fin blanc à taches jaunes

L'épaisseur des dépôts sableux de l'ancien golfe diminue vers l'amont : elle atteint une dizaine de mètres dans les sondages de Richard-Toll (fig. 109), mais se réduit à 2-3 m près de Lérabé et dans les sondages de Bogué.

Dans le sillon du ***lac de Guier*** (fig. 135 a), les *eaux marines ont aussi remanié le sable des dunes rouges, puis la sédimentation est devenue lagunaire.* Les travaux d'Y. HENRY (1918, p. 100) indiquaient déjà l'existence d'une couche d'argile grise ou de vase gris noirâtre recouvrant des dépôts de sable siliceux, parfois coquillier. Le sondage S 1 effectué en février 1969 près de Gnit, à 300 m de la rive occidentale du lac (fig. 104), donne une coupe complète des sédiments :

hauteur d'eau 1,70 m — fond du lac : cote – 1,20

0,00-0,55 m	vase fluante
0,55-3,50	vase consistante
3,50-5,35	sable fin, vaseux

La base des dépôts se situe à cet endroit à la cote – 6,55 ; ils reposent sur des sables d'épandages du Quaternaire moyen[2].

Au maximum de la transgression, la mer a remonté la *vallée du Bounoum* jusqu'à quelques kilomètres en amont de Nodi. Les terrains de la vallée morte présentent dans ce secteur un microrelief de sols salés ; la nappe phréatique est très chargée en chlorure de sodium, comme celles du Delta, de l'Aftout es Saheli et de la rive orientale du lac de Guier (fig. 35). Selon les études hydrogéologiques de E. DAGASSAN (1967), la coupe type peut se résumer ainsi :

0,00-0,25 m	sable argileux gris	dépôt deltaïque ?
0,25-0,70	sable gris fossilifère	Nouakchottien
0,70-0,90	argile grise	
0,90-1,50	argile noire (vase)	
1,50-3,00	sable grossier gris beige, aquifère	dépôt fluviatile ?

b. Les régions côtières et la basse Gambie

La côte est basse et régulière au Sud du Delta du Sénégal jusqu'à la prequ'île du Cap-Vert, dans la ***région des Niayes***, mais la topographie se relève vers l'intérieur, dépassant

1. Cf. 6e partie, chap. II, 3 a.
2. Cf. 4e partie, chap. II, A 1 d.

45 m à une dizaine de kilomètres du littoral (fig. 119). *La mer nouakchottienne ne s'est donc avancée que d'un ou de deux kilomètres sur les terres émergées maintenant.* Elle a érodé les petites dunes formées au cours du remaniement des cordons ogoliens[1]. Le sable a été brassé par les vagues et étalé sur le rivage. Il est masqué par les dunes littorales semi-fixées ou ravivées que les alizés maritimes ont poussées vers l'intérieur à une époque récente (fig. 131). Néanmoins dans certains secteurs, notamment aux environs de Lompoul, on voit apparaître des sables blancs, fins, dans certains creux de déflation des dunes ravivées, couleur jaune-ocre ; ils sont couverts d'un mince sol brun, compact, dont ne subsistent que des lambeaux. Des tessons de poteries semblent être associés à ce sol fossile[2].

Mais la mer a pénétré dans les entailles des petits fleuves côtiers. *Elle a envahi la vallée de Mboro, élargissant la partie aval en un petit golfe* (fig. 131). Sa largeur atteint 3 km, contre 500 m pour le secteur amont de la niaye, d'origine uniquement fluviale. Le fond de cet ancien golfe est tapissé de sable gris-blanc qui apparaît sous la couche noire humifère ; des sables fins ont été repris ultérieurement et se sont accumulés par place en grandes nebkas[3]. Les eaux marines se sont insinuées dans les interdunes séparant les petits reliefs dunaires, de sorte que le petit golfe comprenait de nombreuses ramifications.

Un golfe plus vaste s'est établi dans la dépression du lac Tanma, au niveau de Kayar. La mer arrivait alors presque au pied de la cuesta de Thiès. Une terrasse sableuse fossilifère borde par endroits le lac[4]. Des golfes plus petits se sont formés sur la côte septentrionale de la ***presqu'île du Cap-Vert*** dans les cuvettes des lacs Retba, Mbeubeusse et Youi, qui sont salés. Les sédiments sableux contiennent une faune variée ; en outre, des amas artificiels de coquillages (Kjökkenmöddinger), composés surtout d'*Arca senilis*, jalonnent les rivages des anciens golfes. E. Gomez (1969) et E. Lassalle (1970) ont fait récemment des études détaillées de ces dépôts.

Dans la partie la plus étroite de la presqu'île du Cap-Vert, à la hauteur de Tiaroye – Pikine, la mer nouakchottienne s'est avancée dans les interdunes des cordons ogoliens aplatis[5]. Elle a ainsi isolé la tête de la presqu'île, plus haute, constituée par les systèmes volcaniques de Dakar et des Mamelles mis en place au Miocène et au Quaternaire ancien[6]. Sa côte est généralement rocheuse. Les travaux récents de C. Descamps et D. Démoulin (1969 a) montrent que la plage nouakchottienne subsiste au pied de la falaise d'ankaratrite du cap Manuel à Dakar sur le côté Est. Formée de gros blocs prismatiques à arêtes émoussées et de galets arrondis, elle contient des pièces d'une industrie néolithique assez fruste[7] et des ossements de poissons. Son sommet peut peut atteindre la cote + 2 m.

Le long de la « ***Petite Côte*** », au Sud-Est de Dakar, la transgression s'est avancée en quelques petits golfes, transformés ensuite en lagunes : les principaux sont ceux de Petit Mbao[8], de Sienndou au pied du horst de Ndiass[9], de l'embouchure de la Somone. Elle a formé, au Sud-Est de Mbour, les lagunes ouvertes de Mbodiène[10] et de Fadiout. La mer s'est surtout étendue dans la région déprimée du Sine-Saloum (fig. 5). Nous avons déjà signalé[11] que les sols salins y sont très étendus : ils caractérisent les anciennes vasières (schorres), appelées *tanne* en langue vernaculaire. Les eaux marines ont remonté la vallée du Saloum jusque vers Birkelane, en amont de Kaolack, et celle du Sine bien au-delà de Fatick, en direction de Diourbel (pl. I).

La mer nouakchottienne a occupé aussi la ***vallée inférieure de la Gambie***, mais elle

1. Cf. paragr. A 2 a.
2. Observations faites avec J. Vogt au cours d'une brève tournée ; cf. J. Vogt, 1956 b.
3. P. Michel, 1955.
4. S. Pereira Barreto, 1961.
5. L. Hébrard, 1966 b ; F. J. Quenum, 1969.
6. Cf. 3e partie, chap. II, B 2 b et 4e partie, chap. I, B 1 a.
7. Elle a été d'abord décrite par R. Corbeil, R. Mauny, J. Charbonnier, 1951.
8. E. Lawson termine une étude géomorphologique sur ce secteur.
9. D. Démoulin, 1967.
10. L. Hébrard, 1966 a ; P. Elouard, H. Faure, L. Hébrard, 1967.
11. Cf. 2e partie, chap. III, A 2 c.

n'y a formé qu'un golfe très étroit et sinueux puisque le lit majeur du fleuve était nettement moins large que celui du Sénégal (fig. 5). *La largeur du golfe dépassait à peine celle de la ria actuelle dans la partie aval de l'estuaire* où le bas plateau de grès du Continental terminal, recouvert de cuirasse ferrugineuse, arrive en de nombreux endroits jusqu'au lit mineur du fleuve (fig. 106). Cependant ce golfe poussait quelques ramifications dans les entailles des derniers petits affluents, Bitang Bolon[1] et Bao Bolon notamment.

Les témoins de la transgression nouakchottienne dans la basse vallée de la Gambie sont rares. Les terrains bas au pied du plateau sont pour la plupart encore recouverts par la marée haute et occupés par la mangrove (fig. 106). Un *petit lambeau de terrasse* subsiste près de Faraba Banta, qui se situe au Nord-Ouest de Kafuta. Une carrière a permis de relever sa coupe sur 1,60 m[2]. Le sable est homométrique, beige dans la partie supérieure du profil, puis devient jaune, tacheté d'ocre rouille en profondeur. Les oxydes de fer ont migré dans la zone de fluctuation de la nappe phréatique, comme dans les dépôts sableux de la vallée du Sénégal.

Le tri du matériel diminue rapidement vers l'amont puisque les eaux de ce golfe étroit n'ont plus subi l'effet de la houle. La route transgambienne traverse au Sud du fleuve un terrain sableux, d'une altitude de 3-4 m, avant d'aborder le bas plateau contenant une cuirasse ferrugineuse (fig. 163). Une petite carrière de « banco » donne la coupe suivante :

0,00-0,25 m	sable argileux, gris
0,25-0,60	sable légèrement argileux, blanc-jaune

C'est probablement un reste de terrasse nouakchottienne qui s'élève de 1 à 2 m au-dessus des vasières plus récentes.

Cette terrasse sableuse semble disparaître en remontant la Gambie vers Kudang (pl. I). Les terrains plats, inondés par la crue et en partie par le gonflement du fleuve à marée haute en saison sèche[3], arrivent jusqu'à la base des plateaux. Néanmoins certaines terres, légèrement plus hautes, ne seraient plus atteintes par les crues. Ce sont des *restes d'anciennes vasières* qui se sont probablement formées au maximum de la transgression. Selon un petit sondage, effectué entre Dankunku et le fleuve (fig. 105), un mince dépôt (15 cm) de sable fin, gris à traînées ocre, recouvre des vases gris foncé avec de nombreuses passées couleur rouille ; les sables superficiels peuvent correspondre à un certain colluvionnement. Ainsi la sédimentation était très fine vers l'extrémité du golfe. Le fleuve ne transportait donc que des éléments en solution et en suspension dans son cours inférieur.

Les falaises de grès tendre au Sud-Ouest de l'embouchure de la Gambie n'ont guère conservé les marques de cette transgression puisqu'elles reculent vite[4]. Il en subsiste un témoin *à l'extrémité du Cape St. Mary* qui pointe à l'Ouest de l'estuaire (fig. 106). Cette ancienne plage est constituée de *galets de grès ferrugineux*, bien émoussés ; leur matrice de sable rouge est légèrement durcie. Le sommet de ce niveau de galets se situe approximativement à la cote + 2,30 m. Vers la falaise de Fajara il repose sur la cuirasse ferrugineuse et se termine en biseau. Les galets sont recouverts d'une dune littorale aplatie, au sable beige clair, fixée par des herbes.

La mer a encore formé un vaste golfe en ***Basse-Casamance*** *au Nouakchottien* (fig. 5). Ses eaux s'étalaient sur une largeur de 75 km entre Diouloulou et la frontière de la Guinée portugaise. Elles ont remonté la vallée de la Casamance jusque vers Diana Malari, à mi-chemin entre Séfa et Kolda, et aussi celle du Soungrougrou, son grand affluent de droite, jusqu'au-delà de Kandiadiou. Les grès argileux du Continental terminal ont été remaniés et le matériel a été étalé en plages sableuses ourlant les bas plateaux. Dans la zone littorale, où les rivages étaient battus constamment par les vagues, les sables sont bien triés ; ils deviennent plus

1. Orthographié aussi Bintang Bolon sur certaines cartes.
2. P. MICHEL, 1960 c.
3. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 c.
4. Cf. 4e partie, chap. II, B 2.

hétérométriques et plus argileux au fond des redans où le brassage du matériel était plus faible[1]. Le sondage 3 de Ziguinchor, implanté à la cote + 3,60 m, a traversé de 0 à 7,10 m des sables jaunes à rares fragments d'*Arca sp.*[2]. Ils reposent sur des grès argileux, gris-jaune, du Continental terminal. Les sédiments marins ont aussi colmaté la partie aval des entailles du chevelu hydrographique qui avait disséqué le plateau au début de la grande phase sèche de l'Ogolien[3].

c. Analyse du matériel

Nous avons étudié principalement les dépôts nouakchottiens de la basse vallée et du Delta du Sénégal. Ce sont les plus variés. On peut aussi comparer aisément leurs caractères — tailles, formes et aspects de surface des grains de quartz, minéraux d'argile, minéraux lourds — à ceux des autres formations mises en place antérieurement : dunes ogoliennes, premier remblai, grès du Continental terminal, que nous avons déjà analysés. En outre, ces sédiments contiennent une faune assez abondante dans le Sud-Ouest du Delta et dans l'Aftout es Saheli ; les travaux que P. ELOUARD poursuit depuis plusieurs années permettent de connaître leur écologie.

La ***granulométrie*** montre que les dépôts sableux sont généralement homogènes à un même endroit. Ils ne présentent pas de stratifications puisque les sables se sont sédimentés dans des eaux calmes, à l'abri de la houle venant du Nord–Nord-Ouest (fig. 135 a). *Le matériel est homométrique dans l'ensemble ; les courbes cumulées ont toutes une forme sigmoïde* (fig. 137 A). Ces sédiments se composent le plus souvent de sables à grains fin et moyen (éch. 1003, 1068 c, 1077) : leurs médianes sont comprises entre 0,15 et 0,20 mm, les premiers quartiles entre 0,11 et 0,18 mm, les derniers quartiles entre 0,19 et 0,25 mm. *Les courbes sont presque identiques à celles des dunes rouges de l'Ogolien* (fig. 120 A). La fraction fine (< 0,05 mm) est généralement inférieure à 5 %.

On remarque cependant *quelques variations locales.* La taille des sables traversés par les sondages de Bogué est souvent un peu plus grande (fig. 137 A, nos 1027 a et 1041). Le long de la bordure méridionale de la vallée, le sable est localement plus grossier, comme le montre la courbe de l'échantillon 994 prélevé dans la berge du Doué près de Lérabé[4]. Par contre les dépôts sableux deviennent parfois plus fins en profondeur comme l'indique l'échantillon 1082 récolté dans un petit sondage près de Dar-el-Barka à 1,80 m de profondeur. Les sables sont généralement fins et un peu plus argileux au Sud-Est de Bogué où se trouvait l'extrémité du golfe (n° 1132). A Bogué même le sondage S 7 a traversé des *sables vaseux* (fig. 115). Dans la région de Podor on observe par place des intercalations de minces niveaux d'argile grise dans la partie supérieure du dépôt de sable. *Ces éléments fins correspondent certainement à des apports du fleuve dont le transport s'effectuait en solution ou en suspension.*

La ***morphoscopie*** (fig. 137 B) *confirme la parenté de ces sables nouakchottiens avec ceux des dunes ogoliennes* (fig. 120 B). Le façonnement des grains est tout à fait comparable : prédominance des coins arrondis, quelques grains ovoïdes ou ronds, plus nombreux aux grandes tailles. Cependant le pourcentage des arrondis est un peu plus faible dans les dépôts nouakchottiens ; il est possible que des grains fortement fissurés et ferruginisés se soient brisés au cours du remaniement. Quant à l'état de surface, les picotés-luisants sont aussi les plus nombreux. Mais aux petites tailles (0,25-0,40 mm) le pourcentage des luisants est souvent plus élevé que dans les dunes ogoliennes. On note aussi une proportion plus grande de mats chimiques alors que celui des mats éoliens a diminué ; la matité de certains grains est héritée, mais d'autres ont pu l'acquérir par attaque chimique puisque ces sables se trouvent dans la zone de battement de la nappe phréatique.

La plupart des grains ferrugineux présentent un aspect délavé, les oxydes de fer ne subsistant que dans les fissures ou les cupules. C'est pourquoi ces sables ont toujours des

1. P. MICHEL, 1960 c.
2. D'après la coupe de R. DÉGALLIER et A. GORODISKI.
3. Cf. chap. I, A 1.
4. Il provient probablement d'un niveau des grès du Continental terminal riche en gros grains.

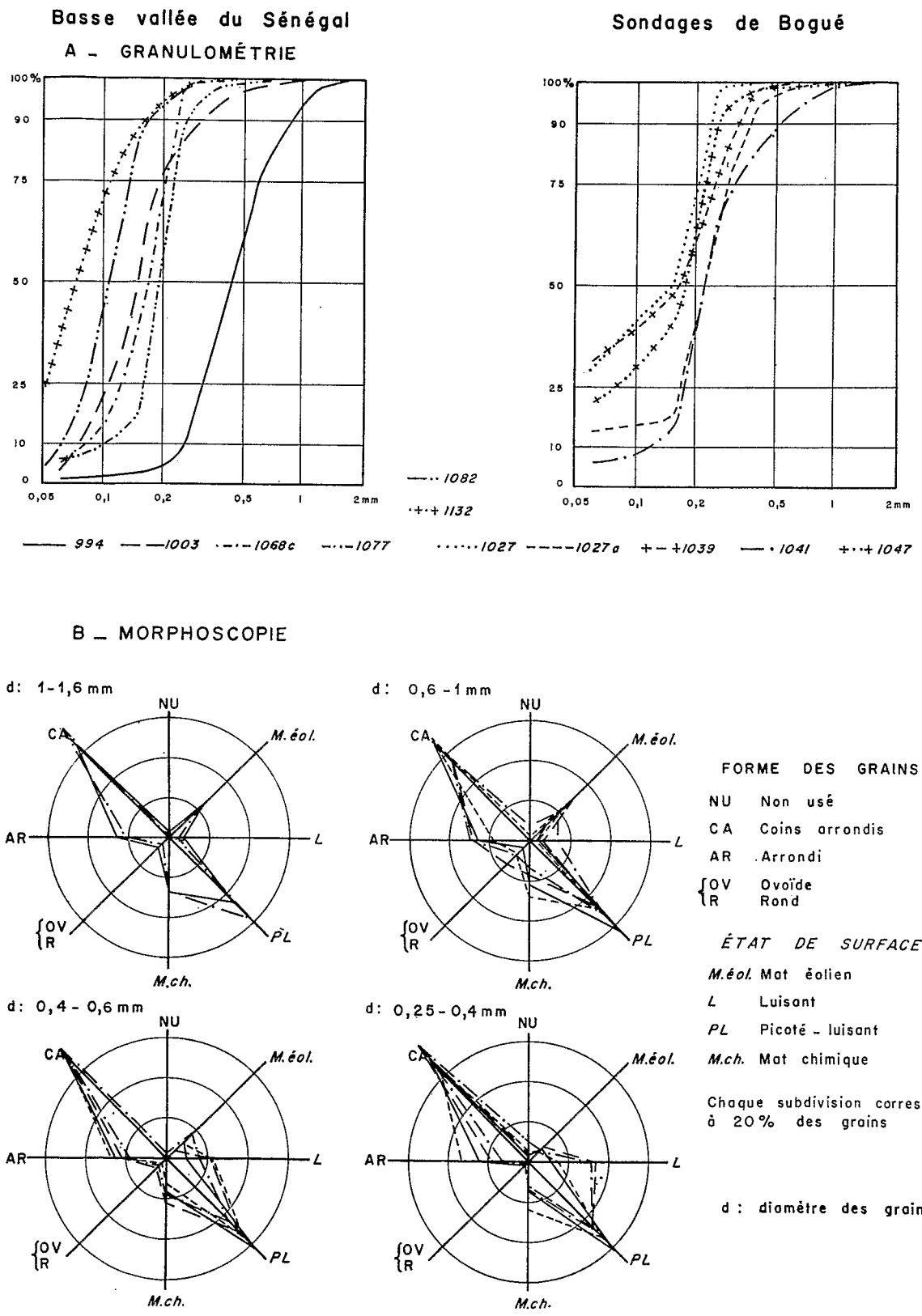


FIG. 137. — Sables du Nouakchottien : basse vallée du Sénégal et sondages de Bogué. Analyses granulométriques et morphoscopiques.

couleurs claires, allant du gris au blanc. Les hydroxydes de fer se sont redéposés en profondeur, formant des taches ocre rouille et parfois des concrétions. On constate cependant que, dans l'ensemble, l'usure des grains des sables nouakchottiens est relativement faible pour un dépôt marin : les coins arrondis sont toujours beaucoup plus nombreux que les arrondis, alors que pour les grès littoraux du Lutétien (fig. 75 B) et du Miocène dans le sondage de Toundou Besset (fig. 79 B), c'est généralement l'inverse. Comment expliquer cette différence ? Au Nouakchottien la mer ne formait qu'un golfe étroit qui s'allongeait jusque dans la région de Bogué ; le matériel n'a pu être brassé dans les eaux calmes de cette énorme ria.

La composition minéralogique de la ***fraction argileuse*** dépend surtout de la nature des sédiments (tableau 33). *Les niveaux de vase sont généralement riches en montmorillonite ;*

Tableau 33. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Sédiments du Nouakchottien - Basse vallée du Sénégal.

Le chiffre indique la proportion sur 10.

Dépôts de vase (n. inf. = niveau inférieur ; n. sup. = niveau supérieur)

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite
991 (n. sup.)	4	1 (très ouverte)	5
1040 (n. sup.)	3	1 (ouverte)	6
993 (n. inf.)	5	4 (bien cristallisée)	1
1028 (n. inf.)	3	traces	7
1042 (n. inf.)	4	1	5

Dépôts de sable

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite ou édifice gonflant (+)
1041	4	2 (ouverte)	4
1066 c	3	5	2
1073 a	5	traces	5 (+)
1077	4	4	2
1078	4	6	traces
1132	3	4	3 (+)
1159	3	7	traces

Lieux de prélèvement :

991 Berge du Doué, méandre de Lérabé. 1,90-2,00 m prof.
993 Même endroit. 4,50-4,60 m prof.
1028 Sondage de Bogué S 12. 6,10-6,75 m prof.
1040 Sondage de Bogué S 6. 1,75-2,25 m prof.
1041 Sondage de Bogué S 6. 3,20-3,60 m prof.
1042 Sondage de Bogué S 6. 5,00-5,60 m prof.
1066 c Cuvette à l'Est de Richard-Toll. 1,45-1,50 m prof.
1073 a Près de Haéré, à 40 m d'une dune résiduelle. 0,60 m prof.
1077 Méandre du Sénégal, boucle de Lam Nadié. Env. 1,50 m prof.
1078 Méandre du Sénégal, boucle de Podor, extrémité nord-ouest.
1032 Devant la dune rouge de Woki, au Sud-Est de Bogué. 0,10 m prof.
1159 Cuvette au Nord-Est de Podor. 1,50-2,00 m prof.

l'un des échantillons de Bogué en contient 70 %. Elle provient soit directement des argiles feuilletées de l'Éocène (tableau 16), soit des sables argileux de la base des formations dunaires de l'Ogolien (tableau 27). Le milieu lagunaire était, de toute façon, favorable à sa conservation

et a peut-être engendré sa néoformation. Les vases contiennent, en outre, de la kaolinite mais très peu d'illite ; les cristaux de ce minéral sont d'ailleurs souvent ouverts puisqu'ils ont dû subir une certaine altération au cours du remaniement.

L'échantillon 993 fait exception : il ne renferme que très peu de montmorillonite et se compose surtout de kaolinite et d'illite, bien cristallisée. Sa position explique cette anomalie. Il a été prélevé dans un méandre du Doué, juste au pied d'une série de dunes ogoliennes, riches en illite, recouvrant les grès argileux du Continental terminal, essentiellement kaoliniques (tableau 17).

Les dépôts plus sableux contiennent, par contre, une importante proportion d'illite, atteignant 70 % pour l'échantillon 1159 récolté dans une céane de la cuvette au Nord-Est de Podor. Ce minéral prédomine aussi dans la fraction argileuse, très réduite d'ailleurs, des sables ogoliens (tableau 27). Le pourcentage de kaolinite légèrement plus élevé dans les sédiments nouakchottiens indiquerait un certain apport en éléments fins venant du haut bassin.

La proportion de kaolinite est la plus importante dans l'échantillon 1073 a, qui ne présente que des traces d'illite mais renferme beaucoup d'édifices gonflants. Il a été pris dans un petit sondage près de Haéré, donc tout à fait à l'extrémité du golfe (feuille Podor). Les calcaires et argiles feuilletées de l'Éocène moyen forment le substratum et les grès argileux du C.t. affleurent à proximité. Il est possible qu'on ait déjà affaire à des dépôts fluvio-deltaïques puisque les sables sont assez argileux.

La teneur en ***minéraux lourds*** *des sédiments nouakchottiens de la basse vallée du Sénégal est toujours très faible ;* on en trouve surtout aux petites tailles, dans les dimensions inférieures à 0,40 mm. L'étude a été faite sur des échantillons de la terrasse au Nord-Est de Bogué et sur les sables blancs qui affleurent dans la berge du Doué près de Lérabé. *Ces dépôts sableux présentent la même association de minéraux lourds que les dunes ogoliennes*[1]. Elle se compose surtout de tourmaline, zircon, leucoxène ; elle comprend, en plus petite quantité, de l'ilménite, du disthène et de l'épidote. Le cortège est donc formé surtout de minéraux très résistants qui subsistent après les remaniements successifs du matériel.

Ainsi les résultats des analyses granulométrique et morphoscopique des sables et les études de la fraction argileuse et des minéraux lourds confirment nettement que les dépôts sableux du golfe nouakchottien de la basse vallée du Sénégal proviennent surtout du ***remaniement des dunes ogoliennes par des eaux peu agitées.*** Les grès argileux du Continental terminal ont été érodés localement à la bordure mériodionale du golfe. Les vases et les sables vaseux contiennent des éléments fins transportés par le fleuve.

Les sables nouakchottiens de la basse vallée sont toujours azoïques. Le milieu n'était pas propice au développement de la vie animale à cause des apports de particules charriées par le Sénégal et des fortes variations de salinité des eaux en cours d'année et d'un endroit à l'autre ; dans l'ensemble les eaux étaient plus ou moins dessalées. *Mais une* ***faune*** *abondante s'est développée dans les régions littorales à la bordure nord-ouest du Delta, le long de la dépression de l'Aftout es Saheli et dans la région de Saint-Louis.*

Les dépôts de la terrasse nouakchottienne entre Saint-Louis et Rao contiennent des coquillages variés. Dans une des carrières, à 5 km de Rao, P. Elouard a déterminé les espèces suivantes[2] :

Arca senilis, Gryphea gasar, Loripes lacteus, Cardium edule, Dosinia isocardia, Iphigenia laevigata, Tagelus angulatus, Tellina strigosa, Tellina nymphalis, Tympanotonus radula, Natica marochiensis, Thais haemastoma, Thais callifera, Bullaria adansoni.

Toutes ces coquilles traduisent un milieu littoral sableux. L'arche *(Arca senilis)* est largement prédominante. Néanmoins certaines espèces indiquent l'existence d'un milieu moins marin : vases de delta *(I. laevigata)* ou dessalure de l'eau *(T. radula)*. Ce niveau de coquillages contenait à un autre endroit un morceau de vertèbre de Cétacé[3].

1. Cf. chap. I, B 4 c.
2. *In* P. Michel, P. Elouard, H. Faure, 1967.
3. P. Elouard, 1967 a.

La matrice des coquilles est sableuses et elles reposent sur des dépôts de sable[1]. Ce matériel sableux provient de l'abrasion des dunes rouges. Le brassage par la mer a été faible puisque son tri n'est pas très poussé (fig. 141 A, nº 913). En outre, la plupart des grains de sable ont conservé leur façonnement antérieur, ce qui explique la prédominance des mats éoliens et le faible pourcentage des luisants (fig. 141 B) ; certains grains sont encore colorés par les oxydes de fer.

D'après la composition de la faune et les caractères sédimentologiques des sables, l'extrémité sud-ouest du Delta devait se présenter comme une lagune chaude, peu profonde, largement ouverte sur la mer. Elle était séparée de l'océan par quelques îlots allongés de dunes rouges et des hauts-fonds de dunes arasées (fig. 142 A). L'espèce prédominante, *Arca senilis*, est un Lamellibranche comestible. Ces mollusques vivent enfoncés légèrement dans le sable en eau calme, littorale ou lagunaire ; ils se trouvent sous 0,50 à 1 m d'eau à marée haute et les fonds émergent plus ou moins à marée basse. Ils ont disparu de la région de Saint-Louis à une époque très récente[2], à la fois à cause de la surexploitation par les riverains qui les consommaient et par suite des apports de grandes quantités d'eau douce depuis que l'embouchure du Sénégal s'est déplacée progressivement vers le Sud[3]. Mais les arches vivent encore autour de Fadiout, sur la Petite Côte, où elles sont toujours ramassées par les habitants du village à marée basse.

La faune de l'Aftout es Saheli méridional est abondante, mais moins variée que celle de la région de Saint-Louis. D'après l'étude de P. Elouard, faite sur 19 lots de coquilles récoltés par L. Hébrard (1968 a), cette faune contient 6 espèces de Gastéropodes et 10 espèces de Lamellibranches. Les plus fréquentes sont *Dosinia, Tympanotonus, Corbula, Arca, Gryphea* et *Tellina*[4]. Les arches et les huîtres *(Gryphea gasar)* sont généralement associées, car ces dernières se développent aussi dans des eaux salées, chaudes et peu profondes. Les *Tympanotonus* se trouvent au sommet de la couche de coquilles et marquent déjà le début de la légère régression post-nouakchottienne puisqu'ils vivent dans des eaux lagunaires, souvent dessalées.

D'après cette faune, le milieu écologique présentait les caractères suivants : une profondeur d'eau faible, à la limite de l'émersion à marée basse ; des fonds sableux à vaseux ; des eaux calmes, lagunaires, localement dessalées, avec pullulement d'algues et de bactéries. Cette lagune chaude était partiellement séparée de la mer par une série de hauts-fonds sableux. Selon P. Elouard (1967 a), « la lagune de Joal-Fadiouth donne une image de ce que pouvait être une telle lagune ». *Ainsi des eaux chaudes, comme celles qu'on trouve actuellement au niveau de l'embouchure du Saloum, ont baigné au Nouakchottien le littoral du Sud-Ouest mauritanien ;* elles s'étaient donc déplacées d'environ 400 km vers le Nord. Les premières études des rapports isotopiques de l'oxygène indiquent des eaux « d'une température peut-être moins élevée qu'à l'Inchirien, ou subissant une évaporation notable »[5] dans le grand golfe qui s'étendait au Nord et au Nord-Est de Nouakchott à l'emplacement de la sebkha de Ndrhamcha (fig. 5).

Une faune peu abondante et très appauvrie vivait aussi vers l'extrémité de la ramification méridionale du golfe de la basse vallée du Sénégal, occupant *le sillon du lac de Guier et la vallée du Bounoum* (fig. 135 a). Ainsi les dépôts sableux sur la rive Est du lac contiennent quelques *Tympanotonus fuscatus* près de Keur Momar Sarr. Plus en amont, aux environs de Nodi, nous avons récolté à 0,30-0,40 m de profondeur des coquilles de *Pachymelani aaurita* (Gastéropode) et de *Tagelus angulatus* (Lamellibranche), de taille réduite. Ce sont des espèces de milieu lagunaire ou estuarien[6].

La présence de cette faune permet non seulement de connaître les caractères de la transgression dans les régions littorales et dans certains golfes, mais aussi de préciser son âge.

1. Cf. la coupe donnée précédemment (paragr. a).
2. Leur disparition ne remonterait qu'au début du XVIIIe siècle selon M. Adanson.
3. Cf. paragr. C 3 b.
4. L. Hébrard (1968 a) donne à l'annexe 92 la liste détaillée des espèces et leurs fréquences, avec des cartes de répartitions de cette faune.
5. J. C. Fontes, P. Elouard, H. Faure, 1967, p. 12.
6. Déterminations de P. Elouard et A. Guilbert ; notons que *Pachymelania* vit actuellement dans des régions plus méridionales, entre la Casamance et le Congo.

Plusieurs datations au radiocarbone ont été faites ces dernières années par différents laboratoires sur des coquilles prélevées dans la terrasse nouakchottienne à divers endroits.

d. Datation et conclusion

Les dépôts de cette transgression ont été décrits dès le début de ce siècle en certains points du littoral de la Mauritanie[1], mais leur âge est resté longtemps incertain. Th. MONOD (1945), puis A. BLANCHOT (1956) ont étudié ces « plages soulevées à *Arca senilis* » entre Nouakchott et le cap Blanc et les ont attribuées au Flandrien. Au cours de ses recherches dans le Delta du Sénégal, J. TRICART a montré qu'il existe par endroits deux niveaux de plages anciennes. Faute d'un nivellement précis, leur hauteur n'a pu être donnée que d'une façon approximative. J. TRICART[2] a indiqué une altitude de + 3 à + 5 m pour le sommet de la plage la plus élevée et a attribué les dépôts de cette terrasse fossilifère à l'Ouljien, défini au Maroc atlantique par M. GIGOUT (1949) comme étant le rivage du dernier interglaciaire Riss-Würm ; la plage basse, d'une altitude de + 1 à + 1,50 m, constituait le niveau du Dunkerquien, considéré comme le maximum de la transgression flandrienne. A. GUILCHER (1954), qui a étudié à la même époque la région de l'embouchure du Sénégal, a abouti à des conclusions identiques, distinguant une plage ancienne, peut-être monastirienne (?), et une plage à coquilles actuelles, probablement dunkerquienne.

Poursuivant les recherches géomorphologiques dans la vallée du Sénégal et dans les régions littorales, nous avons adopté cette chronologie et aussi sa terminologie[3]. P. ELOUARD (1959, 1964) en a fait de même pour la définition des niveaux marins du Quaternaire dans le Sud-Ouest de la Mauritanie. Puis nous avons repris ensemble avec H. FAURE l'étude de ces anciennes plages dans la région de Saint-Louis au cours de deux tournées faites en 1964 et 1966[4]. A la même époque, P. ELOUARD, H. FAURE et L. HÉBRARD ont étudié en détail les niveaux marins de la région de Nouakchott. *Ces nouvelles recherches ont permis de préciser la stratigraphie et la chronologie des dépôts marins et littoraux du Quaternaire récent.*

Un lot de coquilles d'*Arca senilis* prélevé dans la terrasse « ouljienne » entre Rao et Gandon au Sud-Est de Saint-Louis, à la cote + 0,40 m, a été *daté par le radiocarbone* de 5 470 ± 110 ans B.P.[5]. Le sommet de cette terrasse se situe entre les altitudes de 1,50 à 2 m (fig. 138 b) et le niveau supérieur des dépôts coquilliers ne dépasse pas la cote + 1,10 m d'après le nivellement de précision effectué au cours des recherches. L. HÉBRARD (1968 a) indique pour l'Aftout es Saheli que les coquilles marines se trouvent entre les cote 0 et + 1 m. L'analyse au C 14 d'un échantillon d'*Arca senilis* récolté entre 1,15 et 1,45 m de profondeur, vers la cote + 0,10 m, à 31 km au Nord de Keur Macène (feuille Saint-Louis), a donné un âge de 5 470 ± 115 ans B.P. Des coquilles prélevées près de Mbodiène, sur la Petite Côte, ont été datées de 5 680 ± 110 ans B.P.[6].

Ces âges sont comparables à ceux obtenus sur les dépôts de la même terrasse dans la région de Nouakchott[7]. Ils correspondent au maximum de la dernière transgression. C'est *le Nouakchottien des côtes sénégalo-mauritaniennes qui se situe donc autour de* ***5 500 ans B.P.*** Les plages « dunkerquiennes » sont plus récentes : elles correspondent à un léger retrait de la mer. Les datations de plusieurs lots de coquilles de ces plages ont donné des âges compris entre 4 000 et 1 800 ans B.P. dans la région de Saint-Louis[8].

On peut, certes, poser le problème de la contamination des coquilles par les eaux de

1. Cf. l'historique des recherches, *in* P. ELOUARD, 1967 a.
2. J. TRICART, 1955 a, 1955 c, 1956 b, 1961 a ; J. DUBOIS, J. TRICART, 1954 ; J. TRICART, M. BROCHU, 1955.
3. P. MICHEL, 1955, 1956 b, 1956 c, 1957 a, 1957 b, 1960 c, 1963 a, 1964.
4. P. ASSÉMIEN, S. DAVEAU, L. HÉBRARD et trois pédologues, R. BOULET, E. GUICHARD, J. VIEILLEFON, ont participé à l'une ou l'autre de ces tournées.
5. P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE, 1967.
6. P. ELOUARD, H. FAURE, L. HÉBRARD, 1967.
7. Cf. P. ELOUARD, H. FAURE, 1967, et L. HÉBRARD, 1968 b.
8. P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE, 1967; cf. paragr. C 1 a.

la nappe phréatique, qui aurait pu fausser dans une certaine mesure les datations au radiocarbone. Mais il existe une concordance remarquable de tous les âges absolus du Nouakchottien, depuis la région de Nouakchott jusqu'à Mbodiène sur la Petite Côte, alors que les prélèvements ont été faits dans des milieux très divers : tantôt au-dessus du niveau statique de la nappe, tantôt en dessous ; tantôt la nappe est salée (région de Nouakchott, Delta du Sénégal), tantôt douce (Mbodiène). Cependant l'action de la nappe phréatique a pu jouer un rôle à l'échelle locale, faussant une des datations : ainsi près de Moutounsi, au Nord-Est de Nouakchott, le dépôt inférieur des *Arca senilis* a donné un âge plus récent que le niveau supérieur ; mais il a subi un encroûtement calcaire, qui a donc « rajeuni » l'âge des coquilles[1].

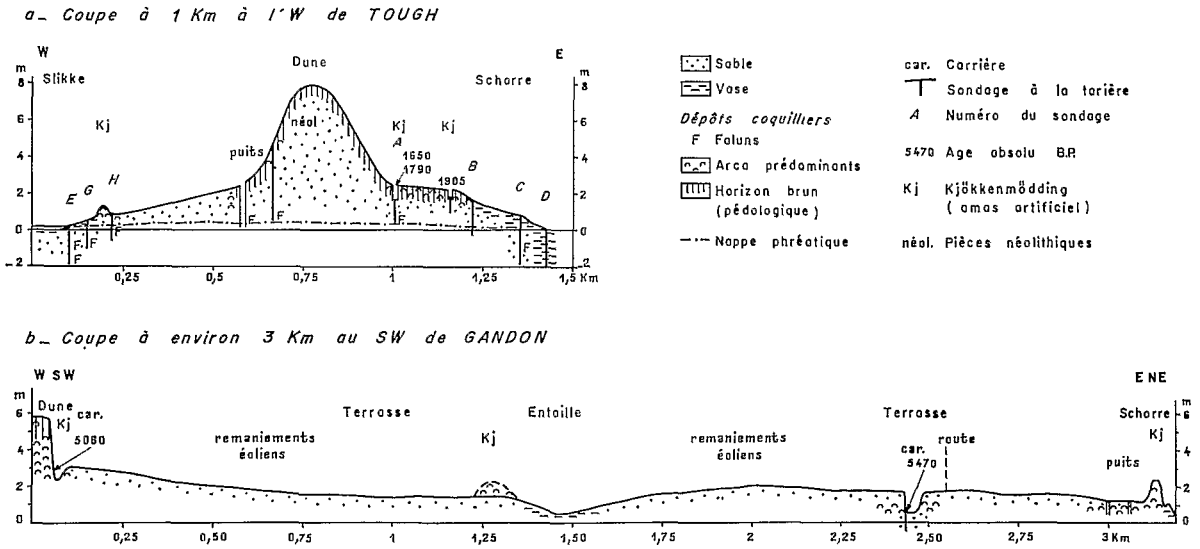


FIG. 138. — Dépôts marins et littoraux de la région de Saint-Louis.

Les âges absolus du Nouakchottien concordent avec ceux obtenus en d'autres endroits du littoral atlantique de l'Afrique. Des témoins du maximum de la dernière transgression subsistent encore sur certaines côtes du golfe de Guinée. O. DAVIES (1964) a défini au *Ghana* une « plage VI » dont le sommet se trouve à une altitude de + 2 à + 3 m ; elle a été datée de 5 570 ans B.P. Des dépôts d'un niveau marin légèrement plus élevé que l'actuel ont été trouvés à divers endroits du *Maroc atlantique* en contrebas de l'ancien rivage ouljien ; leur sommet se situe vers la cote + 2 m. Ils forment le Mellahien dans la terminologie du Quaternaire marin marocain[2]. Les datations par le radiocarbone de coquilles prélevées en différents points ont donné des âges compris entre 6 000 et 5 300 ans B.P., d'après C. CHOUBERT, A. FAURE-MURET, G. C. MAARLEVELD (1967).

Les dépôts du maximum de la dernière transgression se situent donc généralement autour de la cote + 2 m sur le littoral de l'Afrique du Nord et de l'Ouest baigné par l'Océan Atlantique. De très légères différences semblent cependant exister le long des côtes sénégalo-mauritaniennes. Les altitudes sont mesurées par rapport au niveau moyen de la mer (zéro I.G.N. de Dakar). Nous avons vu que le sommet des dépôts d'*Arca senilis* se tient entre les cotes 0 et + 1,10 m, aussi bien dans la région de Saint-Louis que dans l'Aftout es Saheli. Ces mollusques vivent sous une tranche d'eau de 0,50 à 1 m à marée haute ; le marnage est de 1,15 m en vive-eau et de 0,55 m en morte-eau. On peut donc admettre que le *niveau moyen de la mer nouakchottienne avoisinait la cote + 1,50 m dans le Delta du Sénégal et les régions*

1. P. ELOUARD, H. FAURE, 1967.
2. Cf. l'étude de P. BIBERSON, *in* G. BEAUDET, 1969.

périphériques. Or les plages de galets du cap Manuel à Dakar et du Cape St. Mary près de l'embouchure de la Gambie atteignent ou dépassent la cote + 2 m. Elles ont pu être légèrement soulevées[1] ou bien les régions littorales du Delta et de l'Aftout es Saheli se sont affaissées de quelques décimètres[2].

Les analyses palynologiques montrent que les rivages du golfe s'étendant sur le Delta et la basse vallée du Sénégal étaient alors colonisés par des ***palétuviers*** (fig. 135 a). Un deuxième niveau de tourbe dans la partie nord-est de la dépression de Ndiasséou, à 35 cm de profondeur, contient aussi de nombreux pollens de *Rhizophora racemosa* et *R. harrisonii ;* il a été daté de 4 750 ± 130 ans B.P.[3]. Rappelons que les dépôts de vase de Lérabé et de Bogué en contiennent également en grand nombre. *L'abondance de la mangrove sous cette latitude indique nettement que le climat était redevenu plus humide au cours du Nouakchottien* (fig. 108). Le couvert végétal relativement dense freinait sans doute l'érosion mécanique dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. La forêt-galerie devait protéger les berges. La sédimentation dans les vallées alluviales semble avoir été surtout de nature argileuse (fig. 135 a). Le biseau salé remontait les cours inférieurs des deux fleuves aux basses eaux à cause de l'extrême faiblesse de la pente de leurs profils en long[4]. Celui du Sénégal dépassait probablement le seuil de Dioudé Diabé (pl. I).

Les précipitations ont augmenté dans toute la zone sahélienne et dans tout le Sahara méridional. Le Niger a formé à cette époque un grand lac dans la région de Mopti (fig. 130), en amont des systèmes de dunes fixées[5]. Des mares et des lacs occupaient certaines dépressions interdunaires des vastes ergs de la Majâbat al-Koubrâ[6]. Le lac Tchad était beaucoup plus étendu que maintenant. Son rivage se situait vers l'altitude 320 m ; des coquilles prélevées à 315 m ont été datées de 5 400 ans B.P.[7]. *C'est alors que s'est développée la civilisation du* ***Néolithique.***

Des hommes ont aussi vécu sur les rivages de la mer nouakchottienne. C'étaient des pêcheurs qui se nourrissaient de poissons et consommaient des arches et des huîtres en grande quantité ; *les coquilles vides se sont accumulées en d'immenses tas, appelés kjökkenmöddinger*[8], *sur les lieux de consommation.* D'après la taille et la fréquence de ces amas artificiels de coquillages, une population nombreuse vivait alors sur le littoral mauritanien entre Nouakchott et Nouadhibou (Port-Étienne) ; elle s'était installée sur les grandes dunes dominant les lagunes de 10 à 15 m[9].

Les îlots de dunes rouges dans la région de Saint-Louis étaient aussi des sites d'habitats de pêcheurs. Leur sable renferme souvent jusqu'à 1 m de profondeur des débris de poterie et des niveaux de cendres. Nous avons remarqué à 1 km au Sud–Sud-Est de Ndiarer (fig. 136) un épais dépôt d'*Arca senilis* qui domine la terrasse nouakchottienne, remaniée en surface par le vent (fig. 138 b). Il contient un banc d'huîtres vers la base et nous y avons trouvé un débris de poterie en profondeur ; le tout est couvert de sable dunaire dans lequel s'est formé un sol brun. Un lot d'arches prélevé à 1,50 m du sommet des coquilles, vers la cote + 2,70 m, a été daté de 5060 ± 250 ans B.P. par le radiocarbone. C'est un grand kjökkenmödding édifié probablement sur un ancien îlot de dune rouge[10]. Il a été recouvert ensuite par les petites dunes d'un cordon littoral qui s'appuyait sur ces restes de dunes ogoliennes.

1. Ces deux plages nouakchottiennes se situent en effet à des endroits qui ont «bougé» au cours du Tertiaire et du Quaternaire : volcanisme de la tête de la presqu'île du Cap-Vert, bombement anticlinal dont le rejeu a dévié l'embouchure de la Gambie (cf. 4e partie, chap. II, B 2 et fig. 106).
2. Rappelons que le Delta a connu une certaine subsidence pendant et après la transgression de l'Inchirien (cf. 4e partie, chap. II, A 1 c et 3 c).
3. J. H. DURAND, *in litt.* 25.10.1969 et 21.4.1970 ; cf. paragr. 1.
4. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 a et c.
5. J. TRICART, 1965 c ; J. GALLAIS, 1967.
6. Th. MONOD, 1958.
7. J. L. SCHNEIDER, 1967.
8. C'est un nom danois qui signifie « résidus de cuisine ».
9. P. ELOUARD, 1969.
10. P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE, 1967 ; la base de cet amas artificiel n'était pas visible.

Les dépôts postérieurs au Nouakchottien sont variés dans la basse vallée et le Delta du Sénégal. Ils ont comblé progressivement l'ancien golfe transformé en une vaste lagune. Le tableau 34 indique la nature de ces formations et donne la terminologie employée jusqu'en 1966 et celle que nous utilisons maintenant ; elle est élaborée à partir des recherches faites avec P. ELOUARD et H. FAURE dans la région de Saint-Louis et les datations au radiocarbone constituent son fondement. *Nous avons utilisé cette nouvelle nomenclature et sa chronologie pour figurer les formations du Quaternaire* sur la carte géologique de la vallée du Sénégal au 1/200 000 et pour représenter la géomorphologie sur la carte de la vallée alluviale du fleuve au 1/50 000[1].

Tableau 34. — **Nomenclature et chronologie des dépôts du Quaternaire récent de la vallée et du Delta du Sénégal.**

Terminologie 1954-1956	Terminologie actuelle (depuis 1967)	Ages absolus (B.P.)
dunes et levées *subactuelles*	dunes et levées *subactuelles*	< 1 800 ans
levées et delta *dunkerquiens*	levées et delta *post-nouakchottiens*	1 800 à 5 000 ans
plage du *Dunkerquien*	plage récente et cordons littoraux successifs	
dunes jaunes — *Préflandrien*		
terrasse marine de l'*Ouljien*	plage du *Nouakchottien*	5 000 à 6 000 ans
dunes rouges — *Préouljien*	dunes rouges de l'*Ogolien*	15 000 à 21 000 ans (?)

C. L'ALLUVIONNEMENT ET LA SÉDIMENTATION LITTORALE

L'importante *dérive littorale Nord-Sud*, engendrée par la grande houle venant du Nord–Nord-Ouest, amenait de grandes quantités de sable provenant de l'abrasion des dunes de l'Agneitir, au Nord de Nouakchott, et de celles du Trarza en bordure de l'Aftout es Saheli. Elle a eu une grande incidence sur le façonnement de la côte sénégalaise.

1. L'ÉVOLUTION DES GOLFES NOUAKCHOTTIENS

Des cordons littoraux successifs se sont formés dans la région maritime du Delta du Sénégal. Le golfe très allongé, qui occupait la basse vallée, s'est fermé progressivement et ne communiquait plus que par quelques passes avec l'océan (fig. 135 b). Des bourrelets sableux plus minces et plus discontinus se sont construits dans le Sine-Saloum, à l'embouchure de la Gambie et en Basse-Casamance. Ils dominent ou recouvrent des plages plus récentes que celles du Nouakchottien ; ces plages battues par la houle ont été datées par le radiocarbone dans la partie sud-ouest du Delta du Sénégal.

1. P. MICHEL, 1970 c ; cette carte est mixte, géomorphologique et pédologique ; elle se trouve à l'impression.

a. Les cordons littoraux et les plages récentes

De nombreux cordons s'étirent dans la ***région de Saint-Louis.*** L'examen des photographies aériennes au Nord de Gandon montre des flèches sableuses successives, accolées les unes aux autres : leur direction d'abord NNE-SSW, devient N-S, puis NNW-SSE (fig. 136). Ce premier cordon s'est donc épaissi progressivement. Il atteint une largeur de 3,5 km au niveau de Ndiébène.

Ces alignements ont isolé de petites cuvettes allongées où s'est développée une faune lagunaire riche en *Arca senilis ;* mais la plupart des cuvettes ont été colmatées ensuite par ensablement. Voici la coupe relevée dans un petit puits (céane) à 400 m au Nord-Est de Gandon :

0,00-0,55 m	sable gris-brun
0,55-1,80	sable gris clair
1,80-2,20	sable à taches jaunes
2,20-2,50	coquilles d'*Arca senilis* à matrice sableuse
2,50-2,69	sable à débris de coquilles
2,69	niveau de la nappe phréatique (juin 1966)

Le dépôt de sable coquillier correspondrait à un ancien emplacement du littoral. Les apports de sable auraient déplacé le littoral légèrement vers l'Ouest et isolé une petite lagune. La datation d'un lot d'arches, prélevé à 2,35 m de profondeur, a donné un âge de 3 970 ± 105 ans B.P.[1].

Nous avons observé une coupe semblable dans une céane à 500 m au Sud de Ndiarer (fig. 136). Elle se situe dans une dépression allongée entre deux cordons littoraux ; celui à l'Est est le plus élevé et ses sables, remaniés par le vent, recouvrent le grand kjökkenmödding daté de 5 060 ans B.P. (fig. 138 b). De grandes *Arca senilis* apparaissent dans le puits vers la base du profil, juste au-dessus d'un sable coquillier à *Tellina nymphalis ;* leur âge est de 3 250 ± 110 ans B.P.

La flèche littorale qui sépare actuellement le Sénégal de l'océan au Sud de Saint-Louis, appelée Langue de Barbarie (fig. 136), *donne une bonne image de l'édification d'un cordon* (fig. 139). Dans la zone prélittorale le sable contient des coquilles d'espèces marines, usées mais non brisées. Sur l'estran s'étale du sable très riche en débris de coquilles qui passe à un falun. Ces dépôts sont repris pendant les grandes marées ou lors des fortes houles et peuvent être projetés jusqu'à 1 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Le sable sec, balayé par le

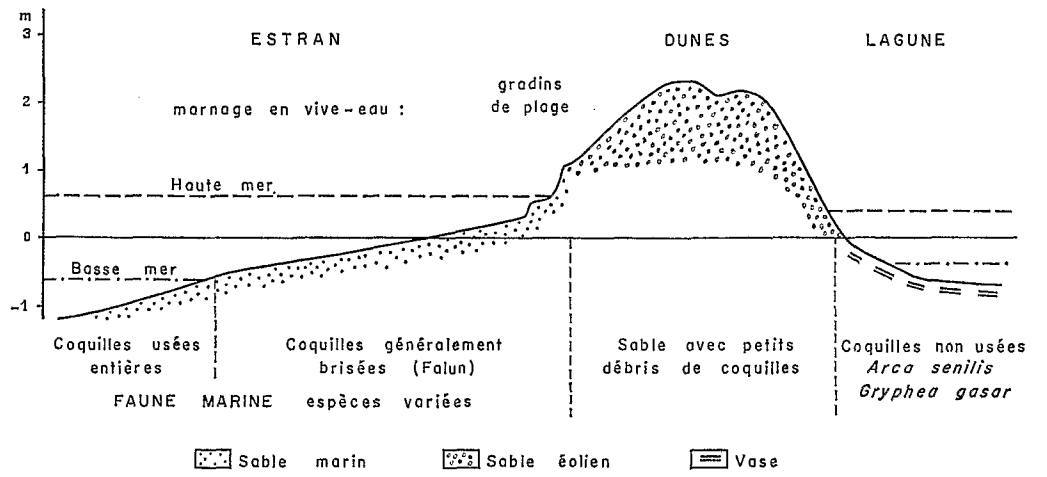


FIG. 139. — Répartition latérale des faciès d'un cordon littoral, type « Langue de Barbarie ».

1. P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE, 1967.

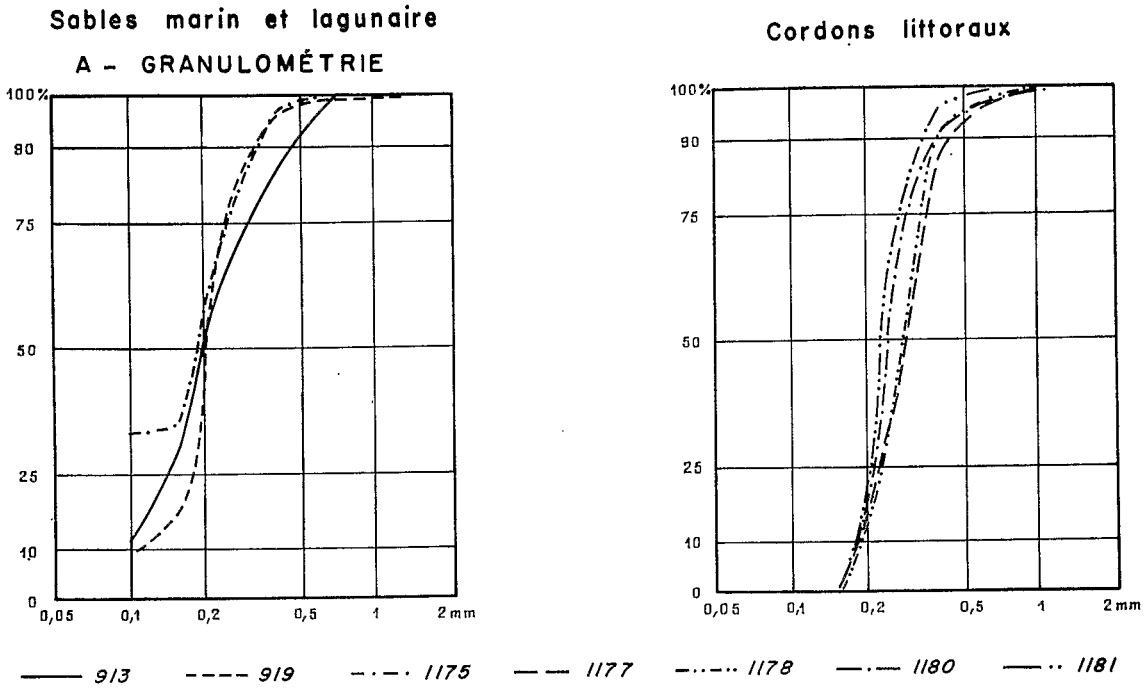


FIG. 140. — Dépôts de la région de Saint-Louis : sables marin et lagunaire — cordons littoraux. Analyses granulométriques et morphoscopiques.

vent, s'amoncelle au-dessus des gradins de plage en petites dunes ; ce matériel siliceux contient de nombreux petits fragments de coquilles. A l'arrière du cordon s'étendait alors une lagune à la place du fleuve.

Les faluns de l'estran ont été recouverts par le sable du cordon. *Des hommes se sont installés sur ces bourrelets* puisqu'on y trouve souvent des débris de poterie et des lits de cendres jusqu'à un mètre de profondeur. Des *encroûtements calcaires* se sont parfois formés vers la base, dans la zone de battement de la nappe phréatique.

L'*analyse granulométrique* de deux échantillons pris dans une carrière près de l'ancien terrain d'aviation de Saint-Louis, à 0,90 et 1,70 m de profondeur, montre que le sable de ces cordons est composé de grains moyens et qu'il est très homogène et bien trié (fig. 140 A, nos 1180 et 1181). L'*étude morphoscopique* révèle que le matériel a été façonné à plusieurs reprises. Certains grains présentent des traces d'une ancienne ferruginisation ou des cavités de dissolution de la silice. Ils sont tous plus ou moins usés (fig. 140 B). Les mats éoliens sont nombreux entre 0,6 et 1 mm. Les picotés-luisants prédominent aux dimensions inférieures : ils reflètent à la fois le façonnement marin et l'action éolienne. Des *bancs de faluns* alternant avec des niveaux de sable blanc apparaissent à la base de la coupe. *Un lot de coquilles diverses a été daté de 2 710 ± 100 ans B.P.*

Ces petits reliefs dunaires ont été appelés « *dunes jaunes* » par J. Tricart (1961 a) puisque les sables de surface présentent des teintes allant d'un brun très pâle au jaune clair. Ils se sont formés dans la région de Saint-Louis sur les cordons littoraux post-nouakchottiens, orientés N-S selon le sens de la dérive littorale. Le sable a été déplacé par les alizés maritimes dont la résultante aurait été alors N à NNE[1]. *Les dunes dépassent rarement 5 à 6 m de haut et présentent une topographie confuse dans le détail.* Elles se distinguent aisément des dunes rouges, d'origine continentale, dont les alignements ou les îlots résiduels s'élèvent fréquemment à 15-20 m. Les sols des dunes jaunes présentent les caractères d'un sol « peu évolué », selon R. Boulet, E. Guichard et J. Vieillefon (1966) ; leur profil se réduit à un horizon « humifère » brun, d'une épaisseur de 55 à 60 cm, séparé du matériau originel par une zone de transition (type A/C).

De nouveaux cordons littoraux se sont formés ensuite vers l'Ouest (fig. 136). Leur orientation reste la même, mais leur largeur est plus petite : elle ne dépasse guère 500 m et se réduit par endroits à 200 m. Ces cordons récents sont parfois ramifiés, se rattachant ainsi aux plus anciens. Mais ils peuvent être élevés à la suite de remaniements éoliens. Celui qui s'allonge au Sud de la piste Rao – Gandiol, à 1 km à l'Ouest de Tough, atteint une hauteur de 8 à 10 m (fig. 138 a) ; des creux de déflation ou « caoudeyres » le traversent. Au pied des cordons existent des lambeaux de plage sableuse à petits débris de coquilles. Leur matériel est plus fin que celui des dunes jaunes. Les grains sont tous usés avec un pourcentage élevé d'arrondis aux petites tailles ; les luisants sont plus nombreux que dans les bourrelets dunaires (fig. 140, no 919).

De minces cordons bordent la rive Est du fleuve et celles des marigots de Leybar et de Ndel au Sud de Saint-Louis (fig. 136). Ils ont été exploités dans des sablières à la sortie du quartier de Sor, le long de la route de Dakar. L'un des restes présentait la coupe suivante :

0,00-0,80 m	sable brun clair contenant des petits fragments de coquilles et des débris de poterie
0,80-1,40	sable blanc-beige, débris de coquilles plus abondants
1,40-2,60	bancs de faluns alternant avec des dépôts de sable
2,60	niveau de la nappe phréatique (juin 1966)

Les *faluns* contiennent une faune variée, d'origine marine, comprenant :

Arca geissi, Cardium ringens, Tivela bicolor, Tapes dura, Donax rugosus, Natica fulminea[2].

Leur contact avec les recouvrements sableux se situe entre + 0,80 et 1 m. Un lot de coquillages prélevé dans le banc supérieur a été daté de 1 880 ± 100 ans B.P. par le radiocar-

1. Elle est actuellement NNW ; cf. 1re partie, chap. II, A 2 a.
2. Déterminations de P. Elouard.

bone[1]. *La forte usure des coquilles indique un rivage violemment battu par la houle, exposé aux grandes tempêtes*[2]. Ainsi la Langue de Barbarie n'existait pas à cette époque et le littoral se trouvait alors à l'Est du cours actuel du Sénégal (fig. 142 C).

De petites dunes littorales ont recouvert ensuite cette plage. Leur sable est homométrique, à grains moyens, comme celui des « dunes jaunes » (fig. 140, nos 1177 et 1178). Les grains sont tous usés : les mats éoliens prédominent aux grandes tailles, alors que les picotés-luisants sont plus nombreux aux dimensions plus petites. Notons que la couche inférieure de sable blanc-beige contient des agrégats siliceux. Ces petites dunes portent aussi un sol peu évolué, mais l'épaisseur de l'horizon brun est plus faible[3].

Les cordons littoraux et dunes jaunes sont beaucoup plus discontinus dans les ***régions plus septentrionales du Delta.*** Au Nord de Saint-Louis ils ont été fragmentés par le fleuve ou les marigots et se réduisent à des îlots sableux au milieu des vasières dans la région de Ndiago (feuille Saint-Louis). Les cordons sont de nouveau continus aux environs de Ndiémar et à Toundou Béret où ils s'appuient sur un fragment de dune rouge[4].

Des dunes jaunes s'étendent dans la partie occidentale de l'ensemble dunaire de Maka-Diama et, plus au Nord, dans les parties centrale et méridionale de celui de Toundou Hagui (fig. 102). Leur hauteur ne dépasse pas quelques mètres. Ces dunes se sont probablement formées sur de vastes lambeaux de la terrasse du Nouakchottien, dont le sable a été repris par déflation éolienne.

Les *plages récentes* apparaissent au pied de certains fragments de cordons littoraux de la région de Ndiago. Elles entourent les grands ensembles dunaires de Toundou Béret et de Toundou Hagui. Ces plages ourlent aussi les cordons littoraux de Ndiémar. Plus au Nord elles ont été partiellement recouvertes par des dunes littorales subactuelles[5]. A la bordure septentrionale du Delta, dans la région de Keur Macène, une plage récente s'étend au pied des dunes rouges, légèrement en contrebas de la terrasse nouakchottienne.

Au Sud de l'embouchure actuelle du fleuve, dans la ***région des Niayes,*** *la côte a été complètement régularisée.* Les travaux de prospection de S. Bacou et L. Hébrard (1957) ont montré l'existence d'une plage inactuelle fortement minéralisée en ilménite et zircon[6]. La grande houle venant du Nord-Ouest devait alors frapper de plein fouet le rivage et engendrer une dérive littorale capable de transporter et de concentrer des minéraux lourds. Cette plage postérieure au Nouakchottien est maintenant masquée par des dunes littorales semi-fixées (fig. 119). Les petits golfes des niayes et la dépression du lac Tanma ont été barrés par les sables de la dérive.

Un puissant cordon littoral se formait alors le long de la côte septentrionale de la ***presqu'île du Cap-Vert*** *depuis Kayar jusqu'aux coulées volcaniques des Mamelles.* Il a fermé progressivement les petits golfes des lacs Mbaouane, Retba, Mbeubeusse et Youi, ainsi que les digitations de la mer entre les dunes ogoliennes aplaties dans le secteur de Pikine-Tiaroye. *La côte à falaises de la tête de la presqu'île était violemment battue par la houle.* Ainsi la plage nouakchottienne à galets d'ankaratrite, sur le côté Est du cap Manuel à Dakar[7], est recouverte d'un falun de coquilles brisées à matrice argileuse, épais de 0,55 m, d'après les études de C. Descamps et D. Démoulin (1969 a). Deux datations au C 14 de *Patella safinia* ont donné des âges de 2 880 et 2 470 ans B.P. Ce niveau relativement élevé (+ 2,50 m) correspond à une *storm-beach.*

La côte a aussi été régularisée à cette époque plus au Sud, dans la région de Mbour-Joal. Les dunes édifiées à partir de cette plage sont également minéralisées[8]. *Une série de cordons*

1. P. Elouard, H. Faure, P. Michel, 1967.
2. C'est la plage dunkerquienne de A. Guilcher et J. Tricart ; cf. paragr. B 2 d.
3. R. Boulet, E. Guichard, J. Vieillefon, 1966.
4. Selon J. Tricart, 1961 a.
5. Cf. paragr. 3 a.
6. Cf. aussi N., 1958 a.
7. Cf. paragr. B, 2 b.
8. L. Hébrard, 1966 a.

littoraux se sont formés dans la région maritime du Sine-Saloum. Ils ont fermé partiellement cet ancien golfe ; mais ces bourrelets sableux ont été tronçonnés depuis lors par le lacis des chenaux de marée. La flèche littorale de Djifère, qui a dévié l'embouchure du Saloum vers le Sud (pl. I), est aussi minéralisée en ilménite et zircon ; ses concentrations ont été exploitées jusqu'en 1967.

Quelle est l'origine de ces ***minéralisations ?*** Elles ne viennent pas des coulées volcaniques des Mamelles. P. LEGOUX et P. FAUCHEUX (1935) ont en effet montré que, d'une part ces roches contiennent très peu de zircon, d'autre part leurs cristaux d'ilménite sont toujours de petite taille et dépassent rarement 10 centièmes de mm, alors que la dimension des grains d'ilménite dans les sables minéralisés est comprise entre 12 et 21 centièmes de mm. Ces auteurs notent aussi que « les grains d'ilménite paraissent bien roulés, le zircon lui-même, malgré sa dureté, a parfois ses angles émoussés ». Les minéraux en question proviennent certainement du haut bassin du Sénégal. Les altérations profondes pendant les périodes humides du Secondaire, Tertiaire et Quaternaire ont individualisé certains minéraux lourds très résistants comme le rutile, l'ilménite et le zircon. Nous avons déjà signalé[1] que les cuirasses latéritiques en contiennent. Lors des phases d'érosion successives, ces minéraux résiduels ont été remaniés par le ruissellement, charriés par les rivières, puis transportés par le fleuve jusqu'à la mer où ils se sont étalés sur la plate-forme continentale. Une certaine quantité de ces minéraux a été reprise et incorporée dans les sédiments sableux mis en place par la dérive littorale N-S après le Nouakchottien. Ainsi les minéralisations provenant du fleuve Sénégal se sont répandues entre l'extrémité sud-ouest du Delta et Kayar, d'une part, et sur la Petite Côte dans le secteur de Mbour jusqu'à la pointe de Sangomar à l'embouchure du Saloum, d'autre part.

La ria de la ***Gambie*** *a été partiellement fermée par une flèche littorale, allongéeW-E.* Elle est très mince et interrompue par un important chenal de marée. La ville de Bathurst est construite à l'extrémité de ce cordon (fig. 106). Le rivage au Nord de l'embouchure était frappé directement par la houle du Nord-Ouest. La cuirasse ferrugineuse à faciès gréseux du cap Barra, qui termine la rive nord de l'estuaire, est recouverte d'un falun mélangé à un peu de sable jaune et à quelques galets de cuirasse. Ce dépôt est constitué surtout de débris d'huîtres et contient quelques *Semifusus morio.* Ce ne sont pas des espèces vivant dans une mer agitée. Les coquilles se trouvaient probablement dans une petite crique à mangrove et elles ont été reprises ensuite par les vagues et déposées sur ce pointement rocheux. De minces cordons littoraux s'étirent le long de la côte méridionale de la Gambie entre les petites falaises de grès du Continental terminal à niveau de cuirasse[2] ; ils caractérisent notamment les secteurs de Gunjur et de Kartung (fig. 106).

Des séries de cordons littoraux se sont édifiés en ***Basse-Casamance****, fermant le vaste golfe nouakchottien en forme d'entonnoir.* Ils ont été tronçonnés par les lacis de chenaux de marée[3]. Un cordon s'allonge du Nord au Sud en bordure de l'océan, depuis Kafountine jusqu'à la presqu'île aux Oiseaux. Il est relayé ensuite par des bourrelets plus courts, interrompus par des passes correspondant aux bouches des principaux marigots. Leur sable contient par place des lits d'ilménite et de rutile. Ces minéraux proviennent de l'altération des roches dans le haut bassin de la Gambie. Ils ont été entraînés par le fleuve et par les courants marins jusque sur la plate-forme continentale, ensuite la dérive littorale les a repris. Un faisceau de petits cordons apparaît au Sud de l'embouchure de la Casamance. A partir de Diébéring, la mer entaille les grès du Continental terminal. Plusieurs fragments de plages inactuelles subsistent dans la baie au Sud du cap Skiring ; elles sont constituées de bancs de coquillages alternant avec des lits de sable blanc bien trié. Le dépôt comprend surtout *Arca subglobosa*[4].

Le milieu est devenu de plus en plus lagunaire à l'arrière de ces cordons littoraux. La faune a évolué progressivement et les caractères de la sédimentation ont changé.

1. Cf. 2e partie, chap. I, B 1 a.
2. Cf. 4e partie, chap. II B.
3. P. MICHEL, 1960 c.
4. Cf. les déterminations de P. ELOUARD, *in* P. MICHEL, 1960 c, annexe 73.

b. Les lagunes

Des vases très épaisses se déposèrent en ***Basse et Moyenne-Casamance*** *et dans le* ***Sine-Saloum.*** *Elles colmatèrent progressivement ces grands golfes. Par contre, la sédimentation est restée plus limitée en* ***Basse-Gambie*** *puisque le golfe était étroit.* Mais les entailles des défluents, comme le Bao Bolon, se sont remplies de vase. *Les vasières un peu plus élevées ne sont plus atteintes que par les très grandes marées; ce sont les tannes dénudés à efflorescences salines.* Selon C. CHARREAU et R. FAUCK (1965, p. 126-127), l'examen des profils de sol dans ces terrains « permet de retrouver les traces d'une ancienne végétation de mangrove ; suivant les différents horizons, les anciennes racines sont gainées d'oxyde de fer de coloration variable : rouge et ocre en surface où dominent les phases d'oxydation, jaune en profondeur ; au-dessous de la limite de la nappe en saison sèche, le matériau présente une teinte uniformément grise et les débris de racines se retrouvent intactes, non gainées ».

D'importants *amas artificiels* (kjökkenmöddinger) d'arches et d'huîtres s'élèvent au milieu des anciennes vasières, aussi bien en Basse-Casamance[1] qu'au Sine-Saloum[2]. Ils semblent jalonner en Basse-Casamance les limites successives de la lagune partiellement ouverte, depuis les bords du bas plateau gréseux jusqu'à l'embouchure actuelle. Une faune abondante devait donc vivre dans ces vastes lagunes. Cependant les dépôts naturels de coquillages sont très rares. Comment expliquer cette anomalie? Les coquilles subissent une dissolution intense dans ce milieu très acide de la slikke couverte de mangrove où le pH peut être inférieur à 2. Les expériences en cours de J. VIEILLEFON (1970) le confirment : des coquilles d'*Arca senilis* enfouies à différentes profondeurs ont perdu en moyenne 10 % de leur poids par an. D'autres observations, faites près de l'estuaire où vivent encore des arches, montrent que les coquilles fraîches sont attaquées par les palétuviers et disparaissent rapidement vers l'intérieur de la mangrove.

Des lagunes s'allongeaient entre les différents cordons sableux dans la ***région littorale du Delta du Sénégal.*** *La faune évolua et s'appauvrit en espèces.* Ainsi des dépôts d'*huîtres* et surtout d'*arches*, de grande taille[3], se superposent souvent au sable coquillier marin. La datation au radiocarbone d'une grosse coquille d'*Arca senilis*, ramassée dans la partie septentrionale du marais de Ndiégueur à proximité de la route de Dakar (fig. 136), a donné un âge de 2470 ± 110 ans B.P.

Une petite carrière dans la dépression du marigot de Ndel, près de la piste de Gandiol, a permis de relever la coupe suivante, complétée par un sondage à la tarière :

0,00-0,70 m	coquilles d'*Arca senilis*, dans une matrice de sable gris clair légèrement argileux
0,70-1,70	sable beige bariolé ocre rouille, avec quelques *Arca* au sommet
1,70-2,30	sable fin gris, mouillé, à petits débris de coquilles (falun)

Un échantillon d'arches récolté à 7 cm de profondeur, soit à la cote + 0,60 m, a été daté de 1 620 ± 125 ans B.P.

Les habitats néolithiques se concentraient sur les bords de ces lagunes où les espèces comestibles abondaient. C'est pourquoi de nombreux kjökkenmöddinger jalonnent la base des anciens cordons littoraux. J. JOIRE (1947) a fouillé certains d'entre eux. Nous avons examiné plus particulièrement une série d'amas artificiels qui forment un bourrelet long de 200 m, d'une altitude de 2,30 à 2,50 m, au pied du grand cordon à l'Ouest de Tough (fig. 138 a). Ils sont composés essentiellement d'*Arca senilis* à matrice de sable brun. Le dépôt de coquilles, d'une épaisseur de 1 m, recouvre des sables clairs gris-blanc, à concrétions calcaires ; un sondage à la tarière (n° A) a touché les faluns vers la cote + 1 m[4]. Deux lots d'arches recueillis dans une des coupes du kjökkenmödding ont été datés par le C 14 de 1 650 ± 125 et 1 790 ± 120 ans

1. P. MICHEL, 1960 c.
2. R. MAUNY, 1961.
3. Quelques coquilles atteignent un diamètre de 11 à 12 cm.
4. P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE, 1967.

B.P. ; l'analyse d'un troisième lot prélevé dans une autre coupe, juste au-dessus du sable gris-blanc, a donné un âge de 1 905 ± 125 ans B.P.

Le plan d'eau de ces lagunes, en équilibre avec le niveau de la mer, était non seulement soumis aux fluctuations de la marée semi-diurne mais connaissait probablement des fluctuations plus importantes. On observe en plusieurs endroits des traces d'une légère transgression (fig. 136). Ainsi un mince niveau de sable fin-limon vient recouvrir l'horizon brun tronqué de la dune littorale sur le flanc ouest d'un cordon situé entre le « marais » de Ndiégueur et le marigot de Leybar ; ce dépôt est donc postérieur à la pédogenèse sur le bourrelet. La fraction sableuse a la même granulométrie que les sables marins des fonds de lagune, mais le matériel contient, en outre, des éléments fins qui le rendent plus compact (fig. 140 A, n° 1175).

Des sables argileux et des vases se déposaient aussi entre les divers ensembles de cordons littoraux et de dunes jaunes dans les régions situées au Nord de Saint-Louis. Leur épaisseur varie de 3 à 4 m d'après les sondages de prospection d'ilménite effectués par A. ALLON (1957) dans la région de Ndiago et en bordure de la dune de Toundou Hagui (fig. 102). Ces sédiments fins à débris de coquilles recouvrent les sables marins de la transgression nouakchottienne[1].

Une immense lagune s'étendait à l'arrière des cordons littoraux, occupant la majeure partie du Delta, la cuvette du lac Rkiz, le sillon du lac de Guier et toute la basse vallée du Sénégal jusque dans la région de Bogué. Les communications avec l'océan étaient particulièrement difficiles dans la *partie sud-ouest du Delta* où les flèches littorales se multipliaient et s'épaississaient. Les conditions écologiques se transformèrent. Des espèces devinrent prédominantes, voire exclusives : surtout les arches qui prospéraient sur les fonds de sable vaseux recouverts d'une pellicule d'eau calme ; les huîtres étaient fréquentes dans certains secteurs. Les dépôts contiennent aussi quelques *Tympanotonus fuscatus,* plus abondants lorsque le milieu était très dessalé par les apports d'eau douce de petits marigots.

La partie de la lagune située à l'Est de Saint-Louis était divisée en deux par le petit delta du marigot de Mengaye (fig. 136). Le secteur méridional, appelé « marais » de Sarré, est bordé par la terrasse nouakchottienne. Plusieurs grands kjökkenmöddinger jalonnent le contact de la terrasse avec les terrains vaseux du schorre (fig. 138 b). Dans le secteur oriental la lagune se digitait entre les grands cordons de dunes rouges. La ***dépression du Khant,*** allongée SW-NE (fig. 136), présente une forme légèrement évasée ; ses terrains descendent en pente très douce vers le milieu de la cuvette. Leur sable hétérométrique et argileux, de couleur brun-jaune, renferme des *Arca senilis* au pied des dunes. Un lot de coquilles, prélevé à 20 cm de profondeur, a été daté de 4 080 ± 120 ans B.P. par le radiocarbone. Les dépôts sableux sont recouverts de vase et d'argile dans la partie centrale de la dépression ; celle-ci est, en effet, inondée régulièrement par la crue du fleuve à partir du mois d'octobre et les eaux s'y décantent en saison sèche[2].

Les pêcheurs du Néolithique ramassaient les arches et les huîtres pour leur nourriture. *De grands kjökkenmöddinger apparaissent sur le sommet des dunes rouges bordant le Khant à l'Est ;* ils sont constitués essentiellement d'*Arca senilis* avec une matrice peu abondante de sable brun foncé hétérométrique. Les fouilles en cours de A. RAVISÉ montrent que ces dépôts contiennent de nombreux débris de poteries et des ossements ou des dents d'animaux. La datation d'un fragment de charbon de bois, recueilli dans les coquilles à 1,50 m du sommet, a donné un âge de 1 751 ans B.P. Ces amas artificiels sont souvent recouverts de sables dunaires remaniés, d'une épaisseur de 1 à 1,50 m. D'autres kjökkenmöddinger, de dimensions généralement plus petites, jalonnent le pied des dunes.

Mais des dépôts d'arches avec quelques bancs d'huîtres existent aussi par place dans la partie centrale de la dépression sous les niveaux de vase et d'argile. Des carrières y ont été ouvertes à la suite de l'abaissement exceptionnel de la nappe phréatique au cours de la saison sèche

1. Cf. la coupe du sondage S 2 près du marigot de Gueyeloubé : 4e partie, chap. II, A 1 c.
2. La marée n'atteint plus la dépression depuis la construction de ponts-barrages sur les marigots de Djeuss et de Ngalam (fig. 136).

de 1969[1]. A. RAVISÉ (1970) y a trouvé une importante industrie néolithique en os comprenant des haches, des gouges et des harpons, ainsi que de nombreux fragments de poterie. Ces dépôts contiennent, en outre, des petits charbons de bois. Il s'agit donc indubitablement d'amas artificiels. Mais, d'après un nivellement de précision, leur sommet se trouve à la cote zéro, donc nettement sous le niveau de la mer nouakchottienne[2]. Or un lot d'*Arca senilis*, prélevé à – 1 m, a été daté récemment par le C 14 de 5 248 ± 117 ans B.P.

Cet âge suscitera sûrement diverses interprétations ; à notre avis, on peut formuler *quatre hypothèses* que nous résumerons ainsi :

— Un affaissement local d'environ 2 m s'est produit depuis le Nouakchottien. C'est très difficile à admettre puisque les arches datées de 4 080 ans B.P., distantes seulement de 500 m, correspondent à un dépôt naturel et se trouvent au-dessus du niveau actuel de la mer. Une très légère subsidence a pu intervenir, mais elle présente un caractère régional.

— Un village lacustre, semblable à celui de Ganvié dans le Bas-Dahomey, existait à cet endroit pendant le Nouakchottien. Les habitants se protégeaient ainsi contre les bêtes sauvages qui rôdaient sur les dunes. Le village, construit dans une dépression étroite et allongée, se trouvait à l'abri de la houle. Mais on n'a pas trouvé jusqu'à présent de fragments de pilotis.

— La datation a été faussée : une contamination s'est produite par apport de carbonate frais[3]. Elle a provoqué un rajeunissement de l'âge réel, qui serait plutôt de 7 000 ans B.P. Des pêcheurs auraient alors vécu dans cette dépression avant le maximum de la transgression nouakchottienne, lorsque le niveau de la mer se situait à environ –2 m. Cependant la présence de l'industrie néolithique ne permet pas d'envisager un âge aussi ancien.

— La contamination a, au contraire, engendré un vieillissement de l'âge réel. Celui-ci serait de l'ordre de 2 000 ans B.P. Le niveau de l'eau ayant baissé dans la lagune au cours de la légère régression post-nouakchottienne, les hommes auraient quitté vers cette date leurs habitats au pied des dunes pour s'installer dans la dépression même. Le Sénégal rejoignait la mer dans la partie septentrionale du Delta à cette époque[4] ; donc le Khant n'était pas encore submergé par la crue annuelle du fleuve.

Cette dernière hypothèse nous paraît être la plus vraisemblable dans l'état actuel des recherches[5].

Les conditions biologiques et sédimentologiques se modifièrent également dans la *partie septentrionale du Delta.* Les dépôts sableux à l'Ouest de Keur Macène (fig. 102) contiennent par place des niveaux de coquillages, comme dans la région de Saint-Louis. La faune est de type lagunaire ; la présence de nombreux *Tympanotonus fuscatus* est liée aux apports d'eau douce par le fleuve, de plus en plus abondants au fur et à mesure que la lagune se fermait[6] ; la matrice de ces bancs de coquilles est aussi plus limoneuse.

La vie animale se raréfiait dans la lagune plus à l'Est, c'est-à-dire dans la partie orientale du Delta et dans la ***basse vallée du Sénégal.*** Les eaux étaient très chargées d'éléments en suspension amenés par les crues du Sénégal. Les dépôts sont donc azoïques. Des palétuviers poussaient sur les bords de la lagune. J. H. DURAND[7] a trouvé dans la dépression du Ndiael (fig. 102) des sols d'anciennes mangroves (fig. 135 b). Dans la cuvette située entre le fleuve et le Garak, à l'Est de Rosso (feuille Dagana), les sables fins blancs du Nouakchottien sont recouverts d'argiles noires prismatiques à nodules de soufre ou de sables fins argileux à efflorescences salines ; des tubulures de racines de palétuviers apparaissent au contact des deux sédiments[8].

1. Les pluies ont été très déficitaires en 1968 et la crue du Sénégal a été particulièrement faible cette année-là (fig. 31).
2. Cf. paragr. B 2 d.
3. L'échantillon a été pris dans un niveau soumis à la fluctuation de la nappe phréatique ; la migration et le dépôt de carbonate de calcium s'effectuent aisément dans ce niveau alternativement humide ou sec.
4. Cf. paragr. 3 b.
5. C'est aussi l'avis de D. DÉMOULIN, H. FAURE et C. ROUBET. Notons que l'analyse au C 14 de charbon de bois, du même niveau que les coquilles d'arches datées, a donné un âge « actuel » (renseignement oral de A. RAVISÉ) ; or ces dépôts sont recouverts par des argiles épaisses de 1 m ! Ces résultats contradictoires prouvent que les contaminations après le dépôt faussent les analyses.
6. J. TRICART, 1961 a, avait déjà remarqué cette différence de faune et écrivait (p. 29) : « Le principal critère qui permet de différencier dans ce secteur les plages ouljiennes et dunkerquiennes est paléontologique. Dans le Dunkerquien, la faune est de type lagunaire avec de très nombreuses petites *Venus* et des *Tympanotonus* dégénérés. Dans l'Ouljien, au contraire, la faune est plus marine avec *Arca* prédominantes. »
7. Renseignement oral.
8. Observations faites avec J. R. DESAUNETTES et J. H. DURAND.

Nous avons déjà signalé[1] qu'*un niveau de vase compacte, gris bleuté, coiffe les sables blancs nouakchottiens* dans la berge du Doué près de Lérabé et qu'ailleurs les dépôts sableux présentent par endroits des intercalations de minces niveaux d'argile grise dans leur partie supérieure. Les sondages S 6 et S 7 de Bogué, implantés sur la berge du fleuve (fig. 114), ont aussi traversé un niveau de vase, épais de 0,50 à 1,50 m, avant d'atteindre les sables nouakchottiens (fig. 115). Ces vases sont riches en montmorillonite (tableau 33). Elles sont recouvertes de sable fin gris ou jaune, devenant plus limoneux et plus argileux vers le sommet du dépôt, aussi bien à Bogué qu'à Lérabé. Ces sédiments forment des levées. Ainsi l'*alluvionnement du Sénégal* s'est substitué rapidement à la sédimentation lagunaire à l'extrémité de l'ancien golfe nouakchottien.

2. LES HAUTES LEVÉES ET LE DELTA DU SÉNÉGAL

Ce fleuve a construit alors de puissants bourrelets de berge dont les parties hautes ne sont plus inondées par les crues actuelles (fig. 61). Ce système de levées s'allonge et se ramifie dans la vallée alluviale depuis Bakel jusqu'à Bogué. Il passe ensuite à des formations fluvio-deltaïques. Ce delta post-nouakchottien s'avançait progressivement vers l'Ouest, prenant une forme très allongée (fig. 135 b). Il était d'abord sous-marin mais ses parties hautes émergèrent au fur et à mesure que se développait la sédimentation. Ainsi la majeure partie de la lagune s'est peu à peu colmatée.

La Gambie a aussi édifié des levées dans sa vallée inférieure mais elles sont moins hautes et beaucoup moins larges que celles du Sénégal. Elles disparaissent rapidement vers l'aval[2]. C'est pourquoi la Gambie n'a pas formé de delta mais se termine par un large estuaire qui correspond à l'ancienne ria bordée de petites vasières (fig. 106). Ce système de levées n'y joue donc qu'un rôle secondaire alors qu'il présente une grande extension dans la vallée du Sénégal et sur les cours inférieurs de certains de ses affluents.

a. L'importance du réseau

A. Berg (1858) avait déjà remarqué l'existence de ces hautes levées et notait (p. 365) que « le fleuve s'est formé lui-même une digue ». Elles sont toujours constituées de *sable fin et de limon, bien compactés, de couleur jaune ou brun-jaune*[3]. Le matériel ne présente jamais de stratifications obliques ou entrecroisées, mais il est disposé en minces pellicules souvent difficiles à discerner. Il se produisait une sédimentation en nappe à la montée de la crue : les eaux abandonnaient la majeure partie des éléments en suspension lorsqu'elles inondaient le lit majeur ; ainsi les berges s'exhaussèrent progressivement.

Les *bourrelets* étant trop élevés, les eaux de la crue passèrent de plus en plus au-dessus des ensellements des levées ou à travers de petites brèches qu'elles élargirent rapidement. Les brèches donnèrent naissance à de petits défluents. Ceux-ci abandonnèrent leur charge solide en débouchant dans les cuvettes. Ils se ramifièrent de plus en plus au fil des années. Ainsi se construisirent d'innombrables *deltas de rupture de levées* qui flanquent les grands bourrelets de berge (fig. 162).

L'ensemble de ce système de levées post-nouakchottiennes avec les deltas de rupture de levées occupe souvent la majeure partie de la vallée alluviale du Sénégal entre Bakel et Bogué, comme le montre la cartographie des formations du Quaternaire sur les cartes géologiques au 1/200 000 (feuilles Sélibabi, Matam, Kaédi et Podor). La hauteur de ces grandes levées diminue progressivement vers l'aval en fonction de la faible pente du fleuve. Elles

1. Cf. paragr. B 2 a et c.
2. P. Michel, 1960 c.
3. P. Michel, 1957 b.

s'élèvent à 23 m dans le secteur de Bakel ; elles n'atteignent plus que 16 m dans la région de Matam et s'abaissent à 8 m vers Bogué.

Le fleuve s'est divisé en plusieurs bras juste en aval de Bogué, formant un ***delta*** *étiré en longueur dans la grande lagune qui occupait la basse vallée*[1]. Le *Koundi* était probablement le bras principal puisqu'il est bordé de levées très larges : il coulait près du bord septentrional de l'ancien golfe, érodant par endroits les extrémités de dunes ogoliennes (feuille Podor). Un autre bras passait au Sud du cours actuel du Sénégal ; il en reste comme témoin le marigot de Gaïo, bordé de hautes levées. Ces différents bras avaient de nombreux défluents de sorte que leurs systèmes de levées s'enchevêtrent souvent.

Les terrains de la basse vallée portent parfois encore la marque de cette sédimentation fluvio-deltaïque en milieu lagunaire. La prospection pédologique dans la région de Bogué a montré l'*existence de sols plus ou moins salés*[2]. Un solontchak a été repéré sur des dépôts de levées. Certains profils dans les cuvettes contiennent du sel. Généralement cette salinité augmente en fonction de la profondeur. Ce sont d'anciens fonds de lagune isolés par les dépôts deltaïques. Des levées du Koundi, au Nord de Dar-el-Barka, présentent des efflorescences salines en surface et en profondeur. Certains sondages effectués entre Podor et Dagana ont fait apparaître des cristaux de gypse et de sel, entre 0,50 et 1,50 m de profondeur, dans les terrains sablo-argileux au-dessus des sables blancs nouakchottiens[3].

Ce delta s'est évidemment moulé sur la forme du golfe nouakchottien[4] : il se rétrécit à la hauteur de Dagana, puis s'élargit à nouveau vers l'aval dans la région du Delta où les dunes rouges ont été arasées par les houles du Nord–Nord-Ouest (fig. 135 a et b). Le fleuve s'est divisé en deux bras entre Dagana et Richard-Toll, qui se sont digités de plus en plus. Le bras principal longeait le bord nord de la lagune. Le marigot de Garak[5] occupe partiellement cet ancien lit (feuille Dagana). *Le front deltaïque, progressant toujours vers l'Ouest, a pris la forme d'une patte d'oie ; il s'est arrêté à l'arrière des cordons littoraux entre les Maringouins et Ndiémar* (fig. 102). Les principales levées deltaïques accompagnent le fleuve jusqu'au coude de Keur Macène ainsi que les marigots de Diovol, de Kassak, de Gorom, du Djeuss et du Lampsar supérieur. Elles ont isolé la cuvette du Djoudj dans la partie centrale du Delta et celle du Ndiael à sa bordure méridionale. J. TRICART (1961 a) a fait une étude détaillée de ce modelé deltaïque[6]. Les levées s'aplatissent de plus en plus vers l'Ouest : leurs parties hautes ont une altitude de 4 à 5 m dans le secteur de Richard-Toll, elles s'abaissent à 2 m sur le Djeuss supérieur.

L'alluvionnement du Sénégal en amont de Bakel était, par contre, très limité. Sa vallée est aussi beaucoup plus étroite et se rétrécit en remontant son cours. Des petites levées bordent par place le fleuve entre Bakel et la confluence de la Falémé ; elles isolent les cuvettes du lit majeur. En amont du confluent, ces anciens bourrelets de berge s'élèvent dans la boucle que le Sénégal décrit entre Ségala et Kotéra. Ailleurs son cours est plus ou moins rectiligne comme à Kayes (fig. 124). Les levées sont minces et discontinues ; leur largeur ne dépasse pas 300 m Elles sont accolées à la terrasse du deuxième remblai. Ces terrains ne sont submergés que par crue exceptionnelle[7]. Entre Kayes et Bafoulabé les bourrelets de berge n'apparaissent plus que d'une façon sporadique, par exemple à Dinguira Logo (fig. 122).

Les ***affluents*** *les plus importants ont aussi construit des levées dans leurs vallées inférieures.* Elles accompagnent les méandres de la *basse Falémé ;* leur largeur est de 50 m dans la boucle en amont de Sénoudébou (fig. 165). Les anciens lits du *Térékolé*, la principale branche de la Kolinbiné, sont aussi gainés de levées en aval de Yélimané, notamment dans le secteur de Yaguiné (fig. 157). Des petits bourrelets de berge bordent également le cours du *Karakoro* au niveau de Bouli et plus en aval.

1. P. MICHEL, 1968 a.
2. J. H. DURAND, 1965.
3. Renseignement de J. MAYMARD.
4. Cf. paragr. B 2 a.
5. Appelé aussi Tambass ou Gnonker.
6. C'est le delta dunkerquien.
7. L'agglomération d'Ambidédi, construite sur une telle levée, a été partiellement démolie par la crue de 1958.

Le réseau de levées post-nouakchottiennes accompagne l'*oued Gharfa* dans la région de Maghama ; il occupe par endroits toute la largeur de la vallée (feuille Sélibabi). Le lit de l'oued est encaissé de 3 à 4 m dans ces microreliefs qui s'abaissent progressivement vers l'aval[1]. Le *Gorgol* a construit un faisceau de hautes levées ; leur sommet atteint une altitude de 14 m dans le secteur de El-Kseiba[2]. Ces bourrelets bordent l'ancien lit de la rivière qui a décrit une grande boucle au niveau de Mafoundou (feuille Kaédi). Mais ils s'amincissent et s'aplatissent rapidement vers l'aval pour disparaître dans la partie moyenne de la vallée alluviale. Pourquoi ? D'une part, la charge solide du Gorgol était devenue très faible, d'autre part, ses eaux étaient repoussées par celles du Sénégal pendant la crue. Le fleuve a édifié un glacis alluvial à la hauteur de Kaédi qui ferme la basse vallée du Gorgol.

b. Étude des dépôts

Ces anciens bourrelets de berge présentent partout le même aspect[3]. *Leur matériel est très homogène. Aussi les* ***profils*** *sont-ils très uniformes d'un endroit à l'autre de la vallée du Sénégal.* Voici, à titre d'exemple, deux des coupes faites dans les hautes levées du fleuve :

— Près du village de Moudéri, à 25 km en aval de Bakel (feuille Sélibabi)

0,00-1,80 m	sable fin et limon jaune, avec quelques passées grises ; taches ocres, plus abondantes en profondeur ; compact
1,80-3,00	sable fin et limon, jaune, humide, lité, avec des niveaux brun noirâtre plus argileux

— A 14 km au Sud–Sud-Est de Bogué et 1 km à l'Ouest de la piste Boki-Cascas (feuille Podor)

0,00-1,50 m	limon jaune contenant de petites concrétions ferrugineuses dans la partie supérieure
1,50-2,00	sable fin et limon jaune clair

Les dépôts s'amincissent dans la partie aval du *grand delta* allongé. Les sédiments sont aussi plus argileux vers l'extrémité du delta. Les parties basses y sont submergées par les crues actuelles. Aussi les profils des terrains deviennent-ils complexes dans ce secteur :

— A 15,5 km à l'Ouest–Sud-Ouest de Keur Macène (feuille Saint-Louis)

0,00-0,35 m	limon argileux gris-brun	décantation
0,35-0,70	sable fin argileux, bariolé	dépôt deltaïque
0,70-0,95	argile noire (vase)	sédiment de lagune
0,95-1,15	sable limoneux	Nouakchottien

Les alluvions des *petits deltas de rupture de levées* ne sont généralement pas très épaisses. Elles reposent sur les sédiments marins et lagunaires dans la basse vallée :

— Berge du fleuve près de Keur Mour (feuille Dagana) — cote 3,50 m

0,00-1,50 m	sable fin et limon jaune à stratifications entrecroisées
1,50-2,40	argile grise bariolée de rouge
2,40-3,00	sable blanc à taches ocres du Nouakchottien

Les levées construites par les *affluents* présentent des profils identiques à ceux des grands bourrelets de berge du fleuve. Nous en avons relevé plusieurs sur les cours inférieurs de l'oued Gharfa et du Gorgol :

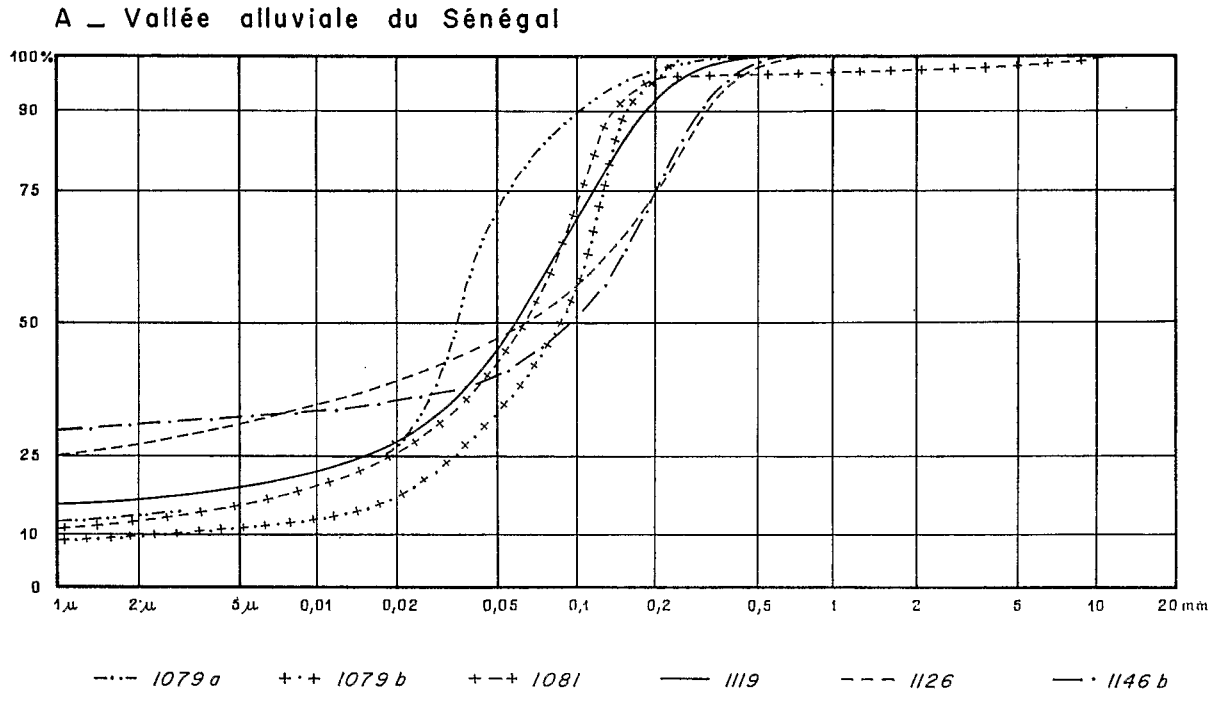
— Vallée de l'oued Gharfa, piste de Maghama à Gourélé (feuille Sélibabi)

0,00-0,20 m	sable fin gris
0,20-1,40	sable fin limoneux, brun-jaune, avec des concrétions ferrugineuses, abondantes entre 0,70 et 0,90 m de profondeur

— Vallée du Gorgol, à 2,5 km à l'Est–Sud-Est de Séyène (feuille Kaédi)

0,00-1,40 m	sable fin et limon jaune avec de petites concrétions ferrugineuses

1. P. MICHEL, 1957 b, annexe 2.
2. P. MICHEL, 1956 c.
3. P. MICHEL, 1957 b.



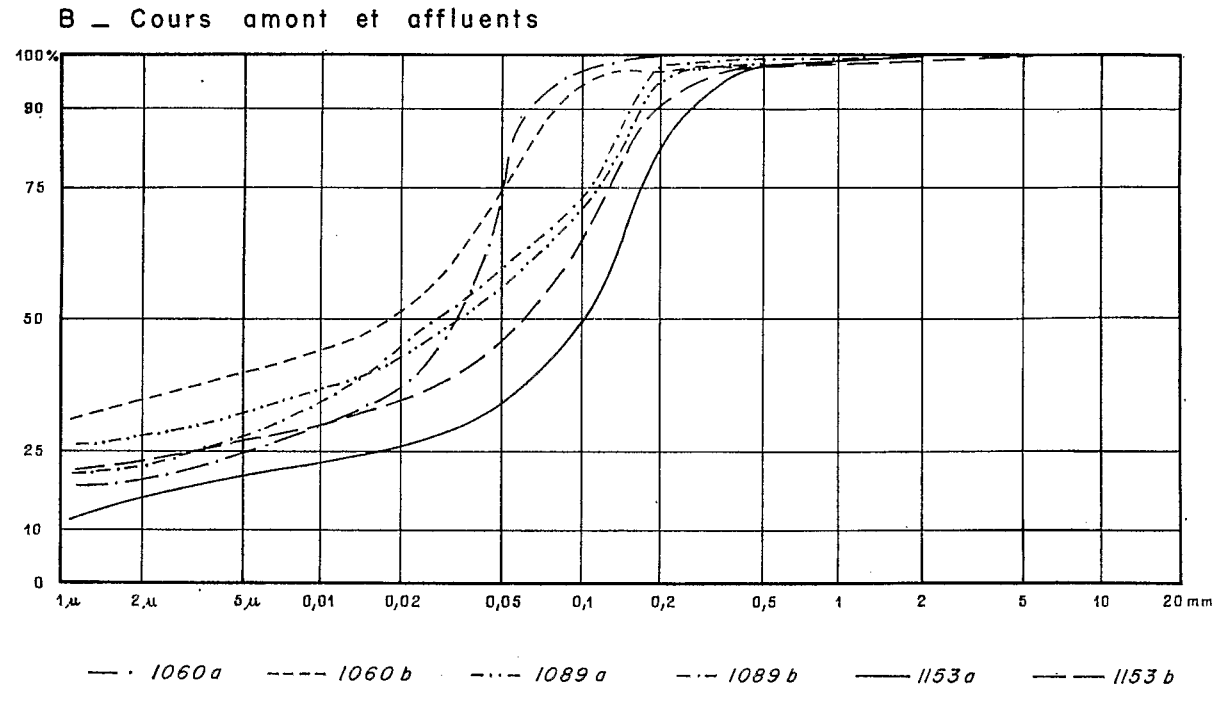


FIG. 141. — Hautes levées post-nouakchottiennes du Sénégal et de certains affluents. Granulométrie.

L'***analyse granulométrique*** de plusieurs séries d'échantillons, prélevés dans ces coupes et à d'autres endroits, *confirme que le matériel de ces anciennes levées reste le même tout au long de la vallée alluviale du Sénégal* (fig. 141 A). Les courbes sont de type parabolique. La composition des sédiments deltaïques est presque toujours identique à celle des hautes levées en amont de Bogué. Les diverses fractions granulométriques se répartissent généralement ainsi : 40 à 60 % de sable fin, 20 à 40 % de limon et 10 à 30 % d'argile.

L'examen des courbes granulométriques permet cependant de déceler de légères variations dans la taille des grains, d'une coupe à l'autre ou à l'intérieur du profil. *La texture devient parfois plus sableuse en profondeur*, comme le montrent les courbes des échantillons 1079 a et 1079 b pris à 0,40 et à 1,75 m de profondeur. Le sable semble être moins fin vers la base du dépôt, d'après les sondages de Bogué (fig. 115) ; les courbes granulométriques se rapprochent de celles des sables nouakchottiens (fig. 137 A, nos 1027, 1139, 1047). Certains échantillons sont plus riches en sable à grains moyen (fig. 141 A, no 1146 b) ; d'autres contiennent un certain pourcentage d'éléments de 2 à 20 mm qui correspondent aux concrétions ferriguneuses (no 1081).

Le matériel des deltas de rupture de levée présente souvent un degré de triage plus faible comme l'indique la courbe de l'échantillon 1126. En outre, la granulométrie du dépôt peut varier légèrement le long d'un même delta. Il semble être, en général, plus sableux près de son point de départ et plus argileux à ses extrémités, où les éléments en solution dans l'eau commençaient à se décanter.

Les sédiments des levées du Sénégal en amont de Bakel sont parfois plus fins que ceux de la vallée alluviale. Ainsi le matériel de l'ancien bourrelet de berge près de Kotéra est essentiellement limoneux en subsurface (fig. 141 B, no 1060 a) ; il devient plus hétérométrique en profondeur (no 1060 b). *La granulométrie des dépôts sur les cours inférieurs des affluents est comparable à celle des levées du fleuve en aval de Bakel.* Le matériel d'un ancien bourrelet de berge du Gorgol, à l'Est–Sud-Est de Séyène, est très homogène (fig. 141 B, no 1089 a et b). Par contre, on remarque une légère différence pour les sédiments de l'oued Gharfa, moins fins dans la partie supérieure du profil qu'en profondeur (no 1153 a et b).

L'étude des profils et l'analyse granulométrique montrent que ces alluvions, mises en place depuis trois ou quatre millénaires, contiennent souvent de *petites concrétions ferrugineuses ou ferromanganésiques*. Celles-ci sont les témoins d'une certaine évolution pédologique par hydromorphie[1]. Ces grands bourrelets de berge et leurs deltas adjacents post-nouakchottiens portent des sols peu évolués hydromorphes (fig. 61) ; ils passent à des sols franchement hydromorphes, caractérisés par un pseudogley à taches et concrétions, dans les parties légèrement plus basses de cet ensemble de levées (S.E.D.A.G.R.I., 1969).

Des sols halomorphes apparaissent sur les dépôts fluvio-deltaïques. La *salinité* des terres augmente vers l'aval ; aussi est-elle beaucoup plus marquée dans la région du Delta à l'Ouest de Richard-Toll[2]. Ces terrains sont couverts surtout de sols salins acidifiés et par endroits de sols très salés à alcalis[3].

*La **fraction argileuse** des levées et deltas post-nouakchottiens est formée d'un mélange de kaolinite, d'illite et de montmorillonite, à parts à peu près égales* (tableau 35). Sa composition rappelle celle des dépôts du premier remblai dans la région de Kayes et sur la basse Falémé (tableau 28). On constate cependant une légère diminution des pourcentages de kaolinite et d'illite et un accroissement corrélatif de la proportion de montmorillonite. L'illite a pu se dégrader au cours du remaniement et, de toute façon, le milieu hydromorphe est propice à la formation de montmorillonite.

La composition varie parfois d'un endroit à l'autre de façon sensible (tableau 35). Ainsi les dépôts du Sénégal à Dinguira Logo, en amont de Kayes, sont riches en montmorillonite (no 154 a) puisque le milieu est assez humide. Par contre, les levées du Gorgol Noir contiennent surtout de l'illite (no 854) du fait que cette rivière coule dans une région nettement plus sèche et traverse des schistes qui contiennent ce minéral en abondance. Mais les propor-

1. Cf. 2e partie, chap. III, A 2 b et B 1.
2. J. TRICART, 1961 a.
3. S.E.D.A.G.R.I., 1969.

tions de kaolinite, d'illite et de montmorillonite restent à peu près constantes dans le système de levées qui s'étend à travers la vallée du Sénégal depuis Bakel jusqu'à l'extrémité de son ancien delta. Elles sont indépendantes des conditions locales, ce qui suggère un important transport en long du matériel. Les pourcentages respectifs des trois minéraux ne varient que très faiblement dans un même profil selon les analyses des échantillons 950, 950 a et 1079 a, 1079 c. La teneur en montmorillonite peut être légèrement plus élevée dans les dépôts deltaïques sédimentés en milieu lagunaire (n° 1069 a).

Tableau 35. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Hautes levées post-nouakchottiennes.

Le chiffre indique la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite
154 a	2	2	6
854	2	7	1
950	4	4	2
950 a	4	3	3
969	4	2	4
1026	3	3	4
1069 a	2	3	5
1079 a	3	4	3
1079 c	3	3	4
1081	2	4	4
1122	4	4	2
1146 b	4	4	2

Lieux de prélèvement :

154 a Levée du Sénégal à Dinguira Logo, entre Bafoulabé et Kayes. 0,40 m prof.
854 Levée du Gorgol Noir au Nord de Mbout. 0,10 m prof.
950 Levée du Sénégal à Moudéri (25 km en aval de Bakel). 1,10 m prof.
950 a Même endroit. 0,10-0,20 m prof.
969 Levée d'un défluent du Sénégal, entre Boki Hamet et Toulel. 0,10 m prof.
1026 Sondage S 12 de Bogué. 2,50-3 m prof.
1069 a Dépôt deltaïque du Sénégal au Nord-Ouest de Dagana. 0,25 m prof.
1079 a Levée du Sénégal à 14 km au Sud–Sud-Est de Bogué. 0,40 m prof.
1079 c Même endroit. 1,75 m prof.
1081 Levée fluvio-deltaïque du Koundi, au Nord de Dar-el-Barka. 2,80 m prof.
1122 Levée d'un défluent du Sénégal, piste de Tilogne à Kaédi. 1,40 m prof.
1146 b Levée du Sénégal près de Bowu, entre Maghama et Matam. 1,10 m prof.

Les déterminations de ***minéraux lourds*** ont été faites sur des échantillons prélevés dans la région de Podor et dans celle de Bakel. Elles indiquent une grande homogénéité. Le cortège des hautes levées fluviales ou fluvio-deltaïques contient principalement du zircon, du leucoxène, de l'amphibole, de l'ilménite et de l'épidote ; l'anastase, la tourmaline et la staurotide y sont plus rares. *Cette homogénéité confirme l'importance du transport en long par le Sénégal.* Ce cortège de minéraux lourds ressemble à celui des dépôts du premier et du deuxième remblai dans la région de Kayes[1]. La concentration est plus forte que dans la terrasse du premier remblai mais plus faible que dans celle du deuxième remblai.

La description de profils, l'étude granulométrique, l'analyse de la fraction argileuse et la détermination des minéraux lourds montrent donc que le matériel de ces anciens bourrelets de berge du fleuve et de ses nombreux défluents est très homogène depuis Bakel jusqu'à l'extrémité du delta formé dans la lagune qui occupait sa basse vallée. Il a été déposé après

1. Cf. chap. I, C 1 d et paragr. A 2 b.

un transport sur une longue distance. *Ce matériel vient essentiellement du haut bassin situé en amont de Bakel.* Il a remblayé de vastes secteurs de la Vallée et du Delta. La sédimentation a été rapide.

Les éléments charriés par le fleuve proviennent surtout de l'*érosion par sapement latéral au cours de la crue ou par ravinement des terrasses du premier et du deuxième remblai* qui bordent le lit du Sénégal et ceux de ses principaux affluents. L'étude morphoscopique de l'échantillon 1039 du sondage S 6 de Bogué montre la similitude du façonnement des grains avec celui du second remblai dans la région de Kayes (fig. 133 B) : la plupart ont des coins arrondis ; pour l'aspect de surface, les picotés-luisants et les mats chimiques sont les plus nombreux[1]. Le sable grossier était transporté par roulage et traction au fond du lit ou se déplaçait par saltation, tandis que *le sable fin et le limon étaient mis en suspension par les eaux de crues à forte turbulence* et se déposaient dès que le courant faiblissait au cours de la submersion du lit majeur. Ce n'est qu'en quelques rares endroits que ces dépôts renferment aussi du matériel d'origine locale : entre Kaédi et Mbagne, par exemple, les anciennes levées du fleuve contiennent des petits fragments de cuirasse ferrugineuse qui ont été entraînés sur au moins 6 km[2].

c. Aperçu paléogéographique

L'alluvionnement intense de cette période post-nouakchottienne, se situant entre 5 000 et 1 800 ans B.P. (tableau 34), suppose un *régime hydrologique* plus contrasté encore que maintenant. Car de nos jours le fleuve ne construit plus guère de levées et ne déplace des graviers que sur quelques centaines de mètres[3]. Les débits du Sénégal et de ses principaux affluents étaient alors plus importants. Notamment les débits de pointe de crue devaient être beaucoup plus élevés. D'où la grande compétence du fleuve qui lui permit de charrier une masse énorme d'éléments fins en suspension, avec lesquels il édifia les puissantes levées et construisit un delta long de plus de 200 km (fig. 135 b).

L'étude palynologique des dépôts fluvio-deltaïques traversés par les sondages de Bogué donnent des indications sur le ***milieu bioclimatique*** *pendant la formation de ce grand système de levées.* P. Assémien a examiné principalement les échantillons du sondage S 12 implanté sur le sommet de l'ancien bourrelet de berge à la cote 6,60 m (fig. 114). La partie supérieure des sédiments contient des pollens de Mimosaceae. A partir d'une profondeur de 2 m apparaissent des pollens d'espèces appartenant à d'autres familles, notamment de *Christiana africana* et de *Sizygium guineense ;* on les trouve jusqu'à la base des dépôts[4]. Ils renferment en outre des pollens de palmier à huile *(Elaeis guineensis)*, abondants entre 2,40 et 2,95 m de profondeur. Or le palmier à l'huile et *Sizygium guineense* sont des espèces du peuplement végétal des domaines guinéen et soudano-guinéen, où les précipitations moyennes annuelles sont supérieures à 1 500 mm alors qu'il ne tombe actuellement que 330 mm à la station de Bogué[5]. On trouve maintenant ces espèces surtout dans les forêts-galeries du Plateau Mandingue méridional et du Fouta Djalon[6].

Le climat était donc plus humide que de nos jours lorsque les levées fluvio-deltaïques commencèrent à s'édifier dans la basse vallée. Même si les pollens ont été transportés par les eaux du fleuve sur une certaine distance, la végétation de la région de Bogué était alors différente de l'actuelle. Les terrains étaient probablement couverts d'une savane arborée ou arbustive avec quelques îlots forestiers. Ainsi la basse vallée du Sénégal devait se situer dans le domaine soudanien à cette époque. Ensuite le couvert végétal s'est transformé en une steppe

1. Voici les résultats pour les dimensions 0,4-0,6 et 0,25-0,4 mm : non usés 0-10 %, coins arrondis 76-70 %, arrondis 24-20 % ; mats chimiques 30-29 %, picotés-luisants 38-39 %, luisants 16-20 %, mats éoliens 16-12 %.
2. Le plus proche affleurement de cuirasse se trouve à cette distance.
3. Cf. 6e partie, chap. II, 3 a.
4. P. Michel, P. Assémien, 1969.
5. Cf. 1re partie, chap. II D et fig. 41.
6. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 b.

arbustive sahélienne à acacias, telle qu'on peut l'observer maintenant sur les bordures de la basse vallée. Le climat est donc devenu moins humide, prenant ses caractères actuels (fig. 108).

Une rupture de l'équilibre bioclimatique s'est ainsi produite au cours de la période post-nouakchottienne. Comme on le sait, ces ruptures sont favorables aux processus d'érosion mécanique. Les précipitations, plus abondantes que de nos jours, tombaient peut-être surtout sous forme de pluies brutales. Ainsi les ravinements étaient très importants dans les actuels secteurs sud-sahélien et nord-soudanien. On remarque, en effet, de nombreuses traces de ravins morts dans certaines régions, notamment aux environs de Yélimané[1] ; ils incisent surtout la terrasse du premier remblai. La disparition de la forêt-galerie a, en outre, favorisé le sapement latéral du matériel meuble des premier et deuxième remblais pendant la crue. Ainsi les eaux du fleuve et de ses affluents étaient très chargées en sable et en limon.

Certaines dépressions interdunaires de l'erg du Trarza étaient alors inondées comme pendant la pulsation humide après l'aride de l'Ogolien[2]. Des calcaires argileux et des diatomites se déposaient dans les lacs et les mares. Ainsi la partie supérieure d'un calcaire des gouds à *Melania tuberculata*, prélevée dans un interdune du Trarza occidental, a été datée par le C 14 de 3 170 ± 105 ans B.P.[3].

Les vallées mortes du Sénégal central et occidental connaissaient alors un certain écoulement (pl. I). H. HUBERT considérait déjà que « le réseau hydrographique néolithique (entre – 4000 et + 1000 J.C.) était beaucoup plus développé. Il aboutissait à un réseau de lagunes beaucoup plus étendu qu'aujourd'hui et certains cours d'eau atteignaient certainement la mer »[4]. Ainsi *la vallée morte du Ferlo présente d'anciens méandres accompagnés de faisceaux de levées* encore bien visibles sur photographies aériennes. Certains méandres ont été recoupés ; des mares y subsistent dans les anciens chenaux. Les terrains de la vallée morte sont ondulés près de Linguère.

La rivière du Ferlo a alors construit un *delta miniature* très allongé dans la partie amont de l'étroite lagune qui occupait le grand sillon du lac de Guier et la vallée du Bounoum (fig. 135 b). Les petites levées fluvio-deltaïques sont bien développées dans la grande boucle de la vallée en aval de Boslabal. Leurs parties hautes sont dénudées et montrent un micro-relief de sols salés.

La coupe des terrains se présente ainsi :

0,00-1,80 m	sable brun-jaune
1,80-2,10	sable blanc-beige, à traînées ocre, du Nouakchottien

Juste après le coude de Keur Momar Sarr à l'extrémité du lac de Guier, en face de Keur Yérim Ndiaye, une grande île de forme allongée apparaît près de la rive occidentale du lac. Elle est formée de levées très aplaties où poussent des *Tamarix senegalensis*. Leur matériel finement sableux contient des nodules calcaires[5]. Les parties hautes de ces dépôts fluvio-deltaïques, d'une altitude de 2 à 3 m, émergent en saison sèche, tandis que l'eau stagne dans les dépressions des anciens chenaux ; mais l'île est sans doute entièrement submergée lors du remplissage maximal du lac par les fortes crues du Sénégal. Le delta post-nouakchottien du Ferlo se termine au niveau de l'étranglement du lac près de Sier (feuille Dagana).

Le lac de Guier s'est constitué à la suite du barrage de la dépression par les dépôts deltaïques du Sénégal près de Richard-Toll (fig. 135 b) ; un défluent, le Diovol, rejoignait d'abord les épandages de graviers ferrugineux du Quaternaire moyen de la bordure méridionale du Delta, puis il obliquait vers l'Ouest (feuille Dagana).

A la fin de cette période post-nouakchottienne le fleuve dessinait déjà dans certains secteurs

1. P. MICHEL, 1960 b.
2. Cf. paragr. A 1 c.
3. H. FAURE, 1969 ; il s'agit de la dépression de Chéria, lat. 17°20′ N, long. 16°00 W (feuille Nimjad au 1/200 000), selon un renseignement oral.
4. *In* J. JOIRE, 1947, p. 296.
5. Rappelons que les calcaires et marnes de l'Éocène inférieur affleurent dans ce secteur où se sont déposés, en outre, des calcaires lacustres au Quaternaire moyen.

de la vallée des séries de méandres qui sont encore visibles actuellement. Ainsi, juste en aval de Matam, son cours décrivait deux grandes boucles qu'il a recoupées ultérieurement. Il dessinait aussi des sinuosités dans la basse vallée, notamment près de Dar-el-Barka (feuille Podor), et esquissait déjà les grandes boucles de Podor, de Lam Nadié et puis celles de Dagana. Le bras septentrional, le Koundi, traçait également de grands méandres encore bien reconnaissables dans la région de Dar-el-Barka et près de Mboul ; il sapait les grands cordons de dunes ogoliennes, augmentant ainsi sa charge alluviale. En aval de Dagana le bras du Garak formait une grande boucle[1] qui érodait les dunes rouges et la terrasse nouakchottienne (fig. 132).

Une diffluence d'une partie des eaux du Sénégal lors d'une très forte crue semble être à l'origine de la formation du ***Doué****, le bras méridional qui longe maintenant le bord sud de la vallée entre Saldé et Podor* (feuilles Kaédi et Podor). Ses levées en amont de Diamal sont nettement moins larges que celles des autres bras du fleuve ; leur édification a donc commencé bien après le début de la période post-nouakchottienne. Ensuite le Doué suit, dans son cours inférieur, les grands bourrelets de défluents de l'ancien bras sud qui partait de Bogué. Il a grignoté ces dépôts fluvio-deltaïques en y développant des méandres.

Ce système de hautes levées fluviales ou fluvio-deltaïques très ramifiées constitue le trait majeur du paysage de la vallée alluviale du Sénégal. Nous avons déjà dit[2] que les paysans toucouleur appellent ces terrains *fondé* (fig. 61). *Les parties les plus élevées de ces anciens bourrelets de berge ont de bonne heure attiré l'habitat puisque les hommes y étaient à l'abri des inondations.* C'est pourquoi ils sont fréquemment jonchés de débris de poteries. On y rencontre, en outre, quelques tumuli contenant plusieurs couches de cendres et poteries superposées, notamment près de Bito entre Saldé et CasCas. *Aujourd'hui encore la plupart des villages et les escales du fleuve, situés dans la vallée alluviale, sont construits sur ces levées.* Les eaux des crues stagnaient dans les parties basses du lit majeur où elles se décantaient.

A la même époque le *Niger* a édifié un système de grandes levées colmatant l'immense lac qui s'était formé dans la région de Mopti en amont des ensembles de dunes fixées (fig. 130). J. Gallais (1967) a étudié et cartographié la géomorphologie de ce delta intérieur. Les levées sont principalement argileuses ; « leur extrême finesse révèle un climat particulièrement humide, un régime à débordement lent, et leur puissance témoigne de débits importants » (p. 40). Elles se sont établies à partir « d'un transport à longue distance venu de l'amont ». J. Pias (1968) a montré que le *Chari* a formé entre 3 200 et 1 800 ans B.P. un troisième delta dans la partie méridionale du lac Tchad. Ses terrains sont « de texture fine limono-argileuse... argilo-limoneuse souvent à illite et montmorillonite » (p. 371). On y trouve des sols peu évolués ou hydromorphes dans le Sud et des sols halomorphes à alcalis en remontant vers le Nord.

Les parties hautes des levées post-nouakchottiennes de la vallée du Sénégal n'étaient plus submergées par les crues vers la fin de cette période. Leur édification s'est donc arrêtée, au moins partiellement. Il semble qu'un *très léger soulèvement épeirogénique* ait affecté les régions traversées par le cours inférieur du fleuve et tout son haut bassin. Nous avons déjà montré[3] que le sommet des dépôts de coquillages du Nouakchottien se trouve entre les cote 0 et + 1 m, aussi bien dans la région de Saint-Louis qu'à la bordure de l'Aftout es Saheli. Par contre, le sommet du niveau supérieur de vase se situe à la cote + 3 m dans le sondage S 6 de Bogué (fig. 115).

Ce très léger soulèvement épeirogénique n'est que le prolongement de ceux, beaucoup plus importants, qui se sont manifestés à plusieurs reprises dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. *Malgré sa faible ampleur, il s'est répercuté sur la dynamique des cours d'eau.* Dans les hauts bassins cet exhaussement des terrains a favorisé l'entaille des dépôts du deuxième remblai dont le sommet n'est généralement plus atteint par les crues[4]. Il explique aussi que les deux fleuves présentent une légère tendance au creusement dans leurs vallées alluviales.

1. P. Michel, 1956 b.
2. Cf. 2e partie, chap. III, B 1.
3. Cf. paragr. B 2 d.
4. Cf. paragr. A 2 b.

Elle se manifeste surtout par une *érosion latérale des bourrelets de berge.* C'est pourquoi le Sénégal et la Gambie ont commencé à développer des méandres vers la fin de cette période post-nouakchottienne. De légers « mouvements du sol » se répercutent en effet immédiatement puisque la pente des profils en long des deux fleuves est excessivement faible dans leurs cours inférieurs[1].

3. LES CHANGEMENTS SUBACTUELS

Le climat a évolué vers la sécheresse. *Il était probablement plus sec que de nos jours aux premiers siècles de notre ère* (fig. 108). L'aridité s'est alors installée dans le Sahara méridional. S. DAVEAU (1965) a observé, dans la partie occidentale de l'erg de l'Aouker (fig. 117), d'importants remaniements éoliens inactuels qui dateraient de cette époque. Les mares des interdunes de la Majâbat al-Koubrâ disparaissent alors[2]. Les lacs de l'Adrar mauritanien s'assèchent (fig. 130) ; des découvertes récentes de squelettes humains et d'ossements d'animaux montrent l'importance de ces nappes d'eau au Néolithique[3]. Le lac Tchad se rétrécit progressivement[4] ; « des tufs calcaires à *Phragmites* du sommet de la série lacustre donnent l'âge de la fin du dernier cycle lacustre : 2 450 ± 110 ans B.P. »[5].

Cette dernière petite phase sèche s'est aussi manifestée dans la partie septentrionale du bassin du Sénégal. Elle s'est surtout traduite par une recrudescence de l'action éolienne, principalement dans les régions littorales. Le fleuve entaillait les hautes levées post-nouakchottiennes et continuait à agrandir ses méandres, construisant des levées plus petites. Mais ses anciennes embouchures ont été fermées progressivement par les dunes littorales.

a. Dunes littorales et autres remaniements éoliens

A l'extrémité sud-ouest du ***Delta du Sénégal,*** *dans les environs de Gandiol, les cordons littoraux sont masqués par un recouvrement de dunes littorales plus récentes,* de forme et d'orientation différentes (fig. 136). *Leur forme est nettement parabolique,* les paraboles s'ouvrant au Nord–Nord-Ouest (N 10° à 15° W) ; cette orientation est la même que celle des dunes actuelles et correspond à la résultante des vents d'octobre à avril[6]. *Une maigre steppe fixe partiellement ces dunes subactuelles*[7], ce qui permet de les différencier des dunes vives qui se construisent encore à l'arrière de l'estran.

La formation des dunes subactuelles s'explique à la fois par un renforcement de la déflation éolienne et un léger changement dans la direction des vents dominants, c'est-à-dire des alizés maritimes, puisque sur les cordons littoraux post-nouakchottiens le sable a été généralement amoncelé en bourrelets N-S. Ces dunes paraboliques se sont avancées vers le Sud-Est[8]. Elles atteignent leur hauteur maximale sur la ligne de chevauchement de l'ancien cordon de Tough-Ndiol ; dans ce secteur elles s'élèvent à une altitude de 20 à 25 m et dominent directement la terrasse nouakchottienne. Certaines dunes ont été ravivées récemment ; c'est pourquoi leur modelé est souvent confus et enchevêtré.

Les dunes paraboliques semi-fixées chevauchent aussi les anciens cordons littoraux au Nord de Saint-Louis dans le secteur de Ndiémar. Leur largeur est en moyenne de 2 km entre Ndiago et l'ancienne embouchure des Maringouins à l'extrémité nord-ouest du Delta (feuille

1. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 a et fig. 24 et 25.
2. Th. MONOD, 1958.
3. Ph. CHAMARD, R. GUITAT, G. THILMANNS, 1970.
4. J. L. SCHNEIDER, 1967.
5. M. SERVANT, 1967, *in* H. FAURE, 1969.
6. Cf. 1re partie, chap. II, A 2 a et fig. 8.
7. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 c.
8. P. MICHEL, 1957 a.

Saint-Louis). Ensuite cette bande de dunes littorales se rétrécit progressivement le long de l'Aftout es Saheli, se réduisant à 500 m vers le 17e parallèle. Le sable a une couleur jaune-beige en surface : quelques grains teintés par les oxydes de fer se mélangent à du sable blanc ; un peu de matière organique s'y ajoute. Mais cette coloration est très superficielle ; le sable est presque blanc à une profondeur de 20 à 30 cm.

Le sable des cordons littoraux a aussi été remanié par le vent sur les parties hautes des bourrelets. Nous avons remarqué dans une sablière, exploitant un cordon à l'Ouest du marais de Ndiégueur (fig. 136), quelques grandes coquilles d'*Arca senilis* recouvertes de 1,10 m de sable éolien. Celles-ci correspondent à un dépôt artificiel et représentent un ancien site d'habitat ; elles ont été datées par le C 14 de 1 837 ± 112 ans B.P. Plus au Nord les dunes jaunes des environs de Maka et de Diama ont subi une forte déflation éolienne. Le sable a été amoncelé en dunes irrégulières dominant les dunes rouges par un front abrupt (feuille Saint-Louis). Le matériel sableux a de même été repris par le vent dans la partie septentrionale du vaste ensemble de dunes jaunes de Toundou Hagui (fig. 102) ; des dunes paraboliques s'y sont formées et se sont déplacées ensuite vers le Sud[1].

La déflation éolienne s'exerçait aussi dans les cuvettes sur les terrains salés. Ainsi d'anciennes vasières se sont transformées en sebkhas. La dépression allongée de Ndiégueur, au Sud-Est de Saint-Louis (fig. 136), présente par place de petits bourrelets de limon salé recouvrant les vases à *Arca senilis*. J. TRICART (1954 c, 1955 b) a montré l'influence des sols salés sur la déflation éolienne et étudié les sebkhas des régions littorales du Delta au Nord de Saint-Louis et de l'Aftout es Saheli (fig. 135 c).

L'action du vent a été sensible même dans certains ergs ogoliens. C'est pendant cette période subactuelle que les dunes du Trarza occidental ont été remaniées par les alizés maritimes[2]. Leur direction NW-SE interfère avec celle des grands cordons orientés NE-SW (fig. 118). Le modelé est donc souvent confus. Des dunes courtes, mais élevées, recouvrent par endroits la terrasse nouakchottienne fossilifère ou des dépôts lacustres à diatomites remplissant les anciens interdunes[3]. Dans la partie sud-ouest du Delta, les dunes rouges ont aussi été remaniées au Nord-Est de Maka, dans les environs de Makhana et le long du cours inférieur du marigot de Lampsar. Les accumulations de sable se terminent par un talus raide et sinueux, haut de quelques mètres et tourné vers le Sud-Est (feuille Saint-Louis).

Au Sud du Delta du Sénégal, les dunes littorales semi-fixées ont recouvert la plage de régularisation minéralisée en ilménite dans la ***région des Niayes*** (fig. 119). Elles ont complètement fermé les anciens golfes nouakchottiens de Mboro, du lac de Mékhé et du lac Tanma, transformés en lagunes. S'avançant vers l'intérieur, les dunes subactuelles ont envahi des niayes nichées dans les interdunes de l'erg du Cayor partiellement remanié avant le Nouakchottien[4]. *Elles se terminent par un front abrupt de 10 à 20 m au-dessus de ces dépressions inondées par les fluctuations de la nappe phréatique*[5] ; ses parties hautes sont souvent ravivées (fig. 34). La largeur de cet ensemble dunaire varie de 1,5 à 4 km entre l'embouchure du Sénégal et Kayar. La fermeture du lac de Mekhé et celle du lac Tanma semblent relativement anciennes puisque les dunes littorales se sont étendues sur plusieurs kilomètres au niveau de ces anciens golfes. Par contre, la grande niaye de Mboro n'a été fermée qu'à une date très récente d'après le rétrécissement des dunes subactuelles près de son exutoire (fig. 131) ; le petit marigot qui la draine rejoint encore la mer pendant la saison des pluies.

Les dunes littorales semi-fixées se sont édifiées aussi sur la côte septentrionale de la ***presqu'île du Cap-Vert.*** Elles se sont avancées vers le Sud et ont isolé le lac Mbaouane, le lac Retba, ainsi que les lacs Mbeubeusse et Youi, plus à l'Ouest. La mise en place du système dunaire de Cambérène, dans l'isthme de la presqu'île, semble dater de cette époque plus

1. Cf. la carte géomorphologie-pédologie au 1/50 000.
2. Cf. chap. I, B 2 a.
3. L. HÉBRARD, 1968 a ; cf. notamment la coupe de la fig. 15.
4. Cf. paragr. A 2 a.
5. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 b.

sèche[1]. Son front méridional s'élève à plus de 20 m au-dessus des niayes occupant les interdunes des cordons ogoliens aplatis ; certaines sont à moitié ensevelies.

Toutes ces dunes littorales subactuelles sont formées de *sable très homométrique.* Les grains moyens prédominent ; 95 % ont un diamètre compris entre 0,12 et 0,40 mm[2]. La granulométrie de leur matériel est très proche de celle des cordons littoraux du Delta ; ceux-ci contiennent, en outre, une très petite fraction d'éléments plus grossiers qui correspond à des débris de coquilles soufflés par le vent (fig. 140).

Les dunes fixées du *Cayor* ont sans doute subi des remaniements à cette époque. On y trouve par endroits des débris de poteries jusqu'à 2 m de profondeur, tout comme dans les dunes rouges situées près de la bordure méridionale du Delta. Des charbons de bois récoltés par C. DESCAMPS à 1,20 m de profondeur sous des sables éoliens, dans une carrière près de Thiès, ont été datés au C 14 de 3 034 ± 132 ans B.P. ; ils sont associés à une industrie typiquement néolithique[3].

Cette dernière petite phase sèche semble s'être manifestée dans tout le domaine soudanien et même dans les régions tropicales humides. Selon J. C. LEPRUN (1969), le lac du Sourou dans l'*Ouest de la Haute-Volta* se serait entièrement vidé vers cette époque (fig. 130) ; des vertisols à nodules calcaires et des sols hydromorphes vertiques se sont alors formés. Dans ses études sur le *Sud-Ouest du Nigeria,* H. FÖLSTER (1969 a et b) montre que des graviers se sont éparpillés sur le matériel fin déposé précédemment ; leur mise en place implique un milieu moins humide que l'actuel (phase A 3α). Des charbons de bois de ce niveau, trouvés dans une coupe à Ile-Ife, ont été datés de 2 360 ± 120 ans B.P. par le radiocarbone. Ensuite ces graviers ont été couverts de sable et de limon. J. HURAULT (1970) signale la présence sur le plateau de Banyo, dans le *Cameroun central,* d'un niveau d'accumulation récent le long des cours d'eau ; il contient des bois fossiles. Ce dépôt témoigne d'une phase plus sèche qui a entraîné la destruction de la forêt et une reprise de l'érosion par des lavakas. Les datations au C 14 de fragments de ces bois ont donné des âges de 1 870 et 1 600 ans B.P.

Ainsi le climat légèrement plus sec que de nos jours a pu influencer la dynamique des cours d'eau. L'absence de forêt-galerie favorisait l'érosion latérale. Mais la sécheresse réduisait les débits des rivières et des fleuves dans les régions tropicales sèches.

b. Les petites levées et la déviation du Sénégal.

Par suite du très léger soulèvement épeirogénique et de la diminution des hauteurs de crues, *les eaux du fleuve n'inondaient plus les parties élevées des levées post-nouakchottiennes.* Par contre, elles sapaient ces anciens bourrelets de berge à la montée de la crue dès que l'une des rives était légèrement concave, entraînant les sables fins et les limons. Mais puisque la pente du talweg est extrêmement faible, ce matériel était déposé à très courte distance devant la berge convexe de la prochaine boucle où le courant ralentissait. *Des faisceaux de petites levées se formèrent ainsi à l'intérieur des trains de méandres* (fig. 114). Leur matériel sablo-limoneux est identique à celui des dépôts fluvio-deltaïques post-nouakchottiens puisqu'il provient de leur remaniement.

Ces ***levées subactuelles*** *sont généralement plus basses et présentent des formes plus fraîches que les grandes levées post-nouakchottiennes* (fig. 61) ; leur altitude diminue jusqu'aux dépôts actuels de la rive convexe du méandre. Des dépressions généralement étroites, au sol plus argileux, s'étirent entre les bourrelets successifs ; ceux-ci sont souvent encore submergés par crue moyenne.

La disposition ainsi que la largeur de ce système de levées varient fréquemment d'un endroit à l'autre. Lorsque le Sénégal a modifié son cours, les anciens bourrelets de berge ont été recoupés ;

1. L. HÉBRARD, 1966 b ; F. J. QUENUM, 1969.
2. P. MICHEL, 1955 (échant. E 5 de la pl. X) ; A. CORNET, 1964, p. 14.
3. *In* C. DESCAMPS, D. DÉMOULIN, 1969 b.

on distingue alors aisément les levées subactuelles. Mais très souvent le fleuve a gardé sa direction tout en déplaçant peu à peu son lit par suite de l'érosion latérale ; de cette manière il a agrandi progressivement ses méandres[1]. Il est parfois difficile dans ces cas de placer une limite pour séparer les levées subactuelles des bourrelets plus anciens à l'intérieur de la boucle ; les différences d'altitude et de grandeur des levées peuvent servir de critères pour les distinguer.

Le Sénégal a donc considérablement accru ses sinuosités pendant cette période subactuelle, comme le montrent les cartes géologiques au 1/200 000 de la vallée alluviale et de ses bordures. Certains de ces méandres ont été recoupés. Ailleurs les boucles se développent encore maintenant[2]. C'est pourquoi les levées subactuelles peuvent être érodées en divers endroits par le sapement actuel du fleuve (fig. 114). La largeur des faisceaux de ces petits bourrelets de berge est très variable ; elle est généralement comprise entre quelques centaines de mètres et deux kilomètres. Elle atteint 2,5 km dans plusieurs grands méandres du fleuve, tel celui de Sintiou Amadi Maram, entre Kaédi et Mbagne, ou celui en amont de Souraye, entre Saldé et Dioudé Diabé (feuille Kaédi).

Le *sapement latéral* par les crues du Sénégal des rives concaves de ses boucles successives et l'alluvionnement sur les rives convexes, son corollaire, *pouvaient donc dépasser en certains endroits 1 m par an* puisque la période subactuelle a commencé aux premiers siècles de notre ère. Cette érosion devait être en moyenne chaque année de l'ordre de 0,5 à 1 m. Ainsi les méandres de la vallée alluviale du Sénégal, apparus au cours de l'entaille des dépôts fluvio-deltaïques post-nouakchottiens, se présentent comme des formes de creusement lent et peu accentué dans un matériel dont la granulométrie correspond approximativement à la limite de la compétence locale du fleuve.

Les ruptures de levées se sont raréfiées pendant le Subactuel. Le fleuve était désormais gainé par de puissants bourrelets et ses débits de crues étaient diminués par l'assèchement du climat. Aussi les deltas adjacents formés au cours de cette période sont-ils peu nombreux et toujours de petites dimensions. Ils se distinguent des deltas plus anciens surtout par la fraîcheur du lit qui se greffe sur la rupture encore bien visible. Sa profondeur est entretenue par les crues actuelles ; elle permet ainsi une bonne inondation de la cuvette dans laquelle débouche le chenal. C'est, par exemple, le cas du petit défluent branché sur le Sénégal en face de Paté Galo (feuille Podor).

Le *Gorgol* a modifié aussi le tracé de son cours inférieur à cette époque. A 1,5 km en amont d'El-Kseiba il abandonnait son lit pour suivre le chenal d'un ancien delta de rupture de levée[3]. Il entaillait l'extrémité de ce delta et traversait la cuvette. Puis le Gorgol a dû franchir les hautes levées qui bordent son ancien lit (feuille Kaédi). Il coulait ensuite à travers de nouvelles cuvettes au sol argileux. Ainsi l'oued évitait de suivre son remblaiement post-nouakchottien et s'écoulait dans les parties basses de la vallée alluviale. Il ne transportait plus de sable et de limon en suspension puisqu'il n'a pas construit de levées lors de ses débordements. A proximité de son confluent le Gorgol a été repoussé vers le bord septentrional de sa vallée par les eaux des crues du Sénégal qui venaient du Sud–Sud-Ouest. Il a entaillé le glacis alluvial en traçant de petits méandres avant de rejoindre le fleuve à Kaédi.

L'équilibre entre les différents bras du Sénégal s'est modifié au cours de cette période subactuelle[4]. *Le cours du Koundi s'est désorganisé progressivement.* Sans doute son débit a-t-il diminué beaucoup plus que ceux des autres branches du fleuve ; en outre, les alizés du Nord-Est apportaient du sable qui formait probablement des bouchons dans son lit. Le Koundi n'avait plus guère la force d'éroder ses anciennes levées, ni les dunes rouges auxquelles il se heurtait. Son cours, tout en étant sinueux, n'est que rarement bordé de levées subactuelles. Près de Legat il a abandonné son ancien lit qui traçait des méandres accompagnés de puissantes levées ; il suit maintenant le chenal d'un défluent, puis coule à travers des cuvettes

1. P. MICHEL, 1957 b.
2. Cf. 6e partie, chap. II, 3 a.
3. P. MICHEL, 1956 c.
4. P. MICHEL, 1957 b.

avant de rejoindre son ancien cours (feuille Podor). *Par contre, le Doué devait avoir déjà un débit nettement plus élevé que le Koundi. Tout comme le Sénégal, il a développé ses méandres aux dépens des anciennes formations fluvio-deltaïques.*

Des faisceaux de petites levées subactuelles accompagnent aussi les méandres du fleuve dans la ***région du Delta*** (feuilles Dagana et Saint-Louis). Ses eaux rejoignaient la mer surtout à l'Ouest de Keur Macène pendant la période post-nouakchottienne. J. TRICART (1956 b, 1961 a) a montré que *l'écoulement fluvial s'est peu à peu désorganisé dans la partie septentrionale du Delta.* La déflation éolienne, particulièrement intense sur les terrains salés de l'ancienne lagune, projetait du sable limoneux dans les lits en saison sèche. Ainsi se sont formés des séries de bouchons que les crues du fleuve n'arrivaient à percer que difficilement. En même temps l'avancée des dunes littorales subactuelles menaçait ses embouchures. Plusieurs d'entre elles ont dû être colmatées entièrement par les sables éoliens.

La fermeture progressive des embouchures a dévié le cours du Sénégal. C'est pourquoi il décrit un grand coude à la hauteur de Keur Macène et coule vers le Sud–Sud-Ouest (fig. 102). Le fleuve a ainsi recoupé les extrémités de son ancien delta. Les sinuosités de son lit sont bordées de minces levées subactuelles (feuille Saint-Louis). Sa principale embouchure se situait ensuite au Nord de Ndiago où s'arrêtent les dunes semi-fixées (fig. 102). Les marigots de Boytet et de Gavart en sont des vestiges.

Quittant son ancien delta, le Sénégal s'est avancé jusque dans la région de Saint-Louis. Il pénétrait ainsi dans le domaine des vasières limitées par les cordons littoraux post-nouakchottiens[1]. Ses divers bras ont alors tronçonné les alignements de cordons entre Ndiago et Saint-Louis[2]. L'île de Ndar, sur laquelle le poste militaire de Saint-Louis sera construit en 1659, semble être un fragment de cordon littoral. Cette flèche sableuse s'est formée en avant de celle de Sor, le grand faubourg de Saint-Louis à l'Est du fleuve, dont la plage de faluns est datée de 1 880 ans B.P. par le radiocarbone (fig. 136). L'île allongée de Babaguèye au Sud de la ville est aussi un reste de cordon recouvert de dunes semi-fixées.

Le sondage de Mouit, situé près de l'embouchure du fleuve en 1968 (fig. 102), a traversé des dépôts néritiques de sable coquillier entre les cotes – 7,70 et – 8,70 m ; une datation au C 14 de coquilles variées a donné un âge de 2 000 ± 100 ans B.P. Ces sédiments sont recouverts d'une mince couche de vase, puis de sable à nombreux débris de coquilles roulées, correspondant au dépôt de plage d'une mer agitée. Il est coiffé de sable dunaire qui porte un sol très mince à profil A/C (cf. la coupe détaillée du sondage dans la 4e partie, chap. II, A 1 c).

Toutes ces dunes littorales subactuelles ont été partiellement fixées par la végétation sous un ***climat légèrement plus humide*** *que l'actuel et leur migration vers le Sud-Est a été arrêtée. Cette dernière oscillation climatique* (fig. 108) *a été sensible dans toute la zone nord-sahélienne.* Elle a provoqué une reprise des ravinements sur les grands cordons dunaires de la partie occidentale de l'Aouker[3] dans la grande boutonnière du Hodh (fig. 117), et sur les dunes ogoliennes du Trarza au Sud-Est de Nouakchott[4]. L'accroissement des précipitations aurait favorisé l'occupation des plateaux gréseux de l'Assaba et du Tagant par les cultivateurs Gangara, dont S. DAVEAU et Ch. TOUPET (1963) ont trouvé de nombreux vestiges ; or ces régions se situent maintenant au Nord de la limite de la culture sous pluie. Cette très faible pulsation vers l'humide se serait produite au Moyen Age[5]. D'après les observations des premiers explorateurs portugais sur la côte et l'arrière-pays de la Mauritanie, les précipitations semblent avoir été au XVe siècle encore plus abondantes et plus précoces que de nos jours[6] ; le Front intertropical serait remonté alors vers des latitudes plus septentrionales que maintenant[7].

1. Cf. paragr. 1 a et b.
2. P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE, 1967.
3. S. DAVEAU, 1965.
4. Le chevelu de ravins, qui strie le flanc des dunes, est bien visible d'avion.
5. Les fouilles effectuées depuis 1960 par D. et S. ROBERT révèlent l'existence de plusieurs villes superposées, construites entre le VIIIe et le XVe siècle à Tegdaoust, dans le petit massif du Rkiz au Nord des plateaux de l'Afollé.
6. S. DAVEAU, 1969 b.
7. Cf. 1re partie, chap. II, A 1 et fig. 7.

Puis le climat a pris progressivement ses caractères actuels (fig. 108). *Ce très faible assèchement a engendré une légère recrudescence de la déflation éolienne dans les régions littorales.* Des ensembles de dunes subactuelles ravivées ont envahi certaines niayes, notamment dans le secteur de Lompoul[1] et au Sud-Ouest de Mboro (fig. 131). L'action du vent était sensible dans toute la région du Delta, mais elle était favorisée aussi par l'occupation humaine. L'habitat se concentrait sur les dunes. Les hommes et leurs animaux domestiques piétinaient l'herbe de la maigre steppe ; ainsi le sable restait souvent à nu en saison sèche. Un morceau de charbon de bois d'un ancien foyer sur un cordon littoral à l'Ouest de la dépression de Ndiégueur (fig. 136) a été daté au C 14 de 550 ± 113 ans B.P. ; il se trouve maintenant enseveli sous 1 m de sable éolien. Les découvertes archéologiques de J. Joire (1955) dans des tumuli sur les dunes rouges de la région de Rao confirment l'importance du peuplement à la bordure sud-ouest du Delta. Ces tumuli auraient été érigés aux XIIIe et XIVe siècles, donc pendant la phase légèrement plus humide ; ils sont recouverts maintenant par du sable dunaire remanié.

La dérive littorale N-S était toujours très active (fig. 135 c) ; les apports de sable ont barré définitivement l'ancienne embouchure des Maringouins, à l'extrémité nord-ouest du Delta (fig. 102). Son obturation se serait produite à la fin du XVIIe et au début du XVIIIe siècle, d'après des récits de navigateurs portugais[2] ; ceux-ci auraient suivi le marigot de Ndiadier pour rejoindre le fleuve au Sud de Keur Macène (feuille Saint-Louis). Les embouchures près de Ndiago ont aussi été obturées. Le sable amené par la dérive a formé à partir de cette localité *une flèche littorale qui s'est allongée progressivement vers le Sud. C'est la Langue de Barbarie.* Elle a fermé l'ancienne lagune entrouverte par le tronçonnage des cordons littoraux successifs. Cette flèche de sable sépare maintenant le Sénégal de l'Océan Atlantique en aval de Saint-Louis (fig. 142 D).

Les anciennes vasières de la partie sud-ouest du Delta sont submergées depuis lors uniquement par les eaux douces de la crue du Sénégal qui s'y décantent en saison sèche. Ainsi de minces dépôts d'argile recouvrent par place les vases ou les sables vaseux. La faune lagunaire d'*Arca senilis* et de *Gryphea gasar* a complètement disparu au début du XVIIIe siècle. La mangrove s'est réduite à quelques bosquets isolés de *Rhizophora* et d'*Avicennia* qui jalonnent certains marigots et le lit du fleuve entre l'embouchure et l'île de Thiong[3] ; la typhaie, peuplant les eaux douces, a remplacé partiellement les palétuviers[4].

Les anciens bras deltaïques du Sénégal, le Gorom, le Djeuss et le Lampsar rejoignent tous le fleuve en amont de Saint-Louis ; ces deux derniers marigots traversent aussi d'anciennes vasières dans leur cours aval. Le Lampsar a sapé les dunes rouges remaniées et tracé des méandres bordés de petites levées subactuelles à la hauteur de Makhana, alors que le Sénégal a érodé au passage les dunes de Maka-Diama (feuille Saint-Louis). Toutes les eaux des diffluences reviennent donc au fleuve dans la région de Saint-Louis. *Ainsi, après avoir construit un grand delta dans le golfe nouakchottien, le Sénégal se termine maintenant par un* ***estuaire;*** sa largeur ne dépasse guère 1 km mais sa longueur est variable.

L'embouchure du fleuve est en effet très instable. La *Langue de Barbarie* existe au moins depuis le milieu du XVIIe siècle. D'après la carte établie par J. Joire (1947) l'estuaire du Sénégal se terminait en 1658 à la « pointe aux Chameaux », c'est-à-dire à 2,5 km au Sud de l'île Saint-Louis. Depuis cette date la flèche littorale s'est allongée à plusieurs reprises. Mais elle ne s'est guère élargie, ni surélevée (fig. 139). Sa largeur n'est que de 200 à 500 m, alors que sa hauteur n'atteint que 3 à 4 m en certains endroits ; ailleurs elle est plus faible. A. Guilcher et J. P. Nicolas (1954) l'ont étudiée en détail. De nombreuses ruptures se sont produites au cours des trois derniers siècles. Elles s'effectuent surtout lors de très fortes marées.

La Langue de Barbarie a atteint sa plus grande longueur au début de 1959 ; l'embouchure

1. P. Michel, 1955.
2. J. Tricart, 1961 a.
3. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 c.
4. J. Adam, 1965 c.

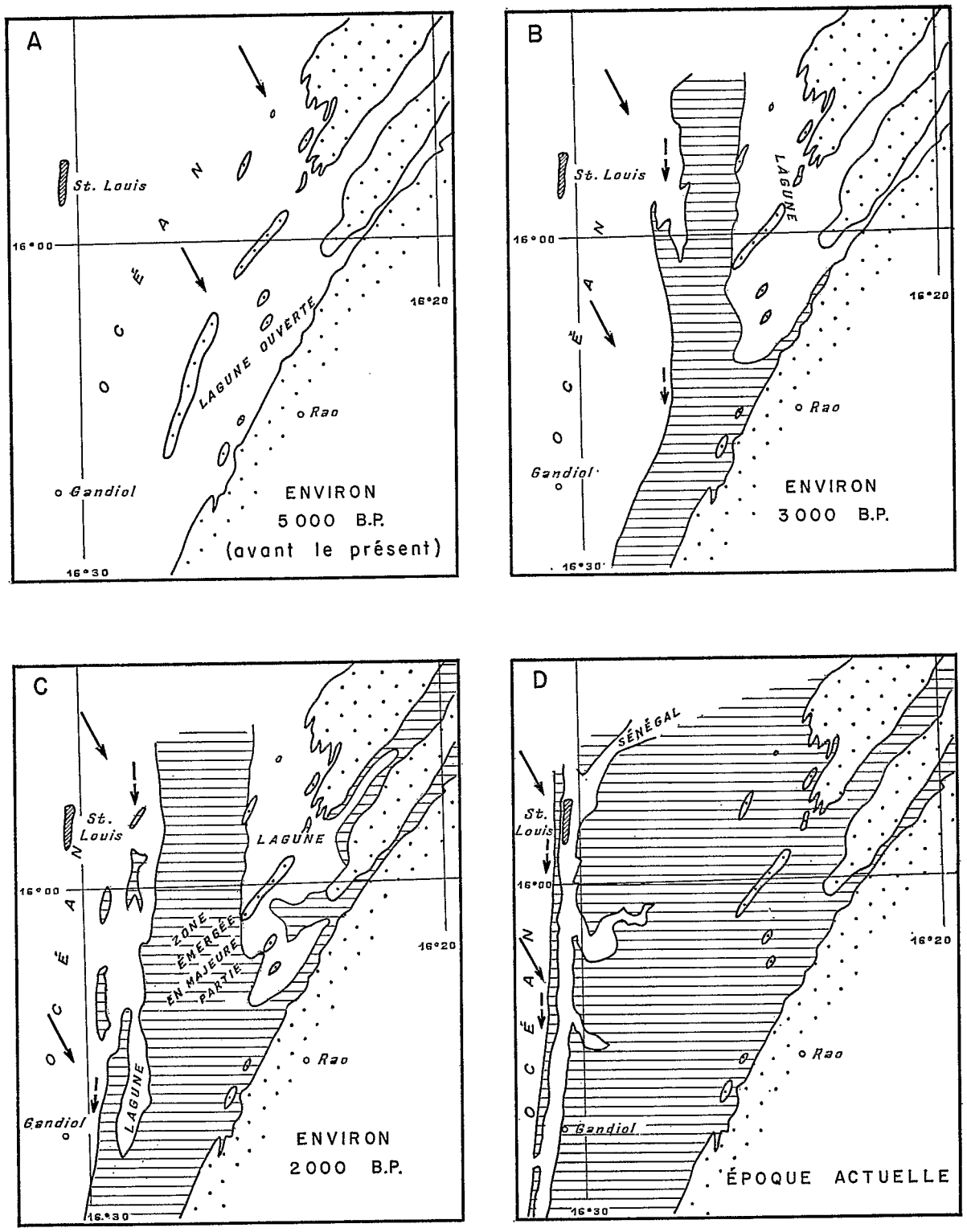


FIG. 142. — Principaux stades de l'évolution de l'extrémité sud-ouest du Delta du Sénégal.

du Sénégal se trouvait alors à 25 km au Sud de Saint-Louis[1]. Une rupture s'est produite en mars de cette année-là près de Gandiol[2], à 17 km au Sud de Saint-Louis (fig. 136). Depuis lors la flèche littorale s'est à nouveau allongée vers le Sud, alors que l'ancienne embouchure a été obturée à la suite des apports de sable par la dérive (fig. 102). *L'embouchure du fleuve se situe actuellement (1970) à environ 20 km au Sud de Saint-Louis.*

1. Elle est représentée ainsi sur la carte au 1/200 000, feuille Louga, dressée en 1958.
2. F. Brigaud, 1961, cf. les deux photographies de la nouvelle embouchure.

Sixième Partie

TRAITS GÉOMORPHOLOGIQUES DES DEUX BASSINS FLUVIAUX

Leur place dans l'ensemble africain

Nous présentons d'abord brièvement les grands aspects régionaux du modelé. Cette *étude régionale* montre l'agencement du relief tel qu'il résulte de la longue évolution géomorphologique. Les différents types de modelé et les divers dépôts, que nous avons décrits et analysés au cours de l'étude paléogéographique, permettent de délimiter de grandes provinces géomorphologiques à l'échelle de l'Afrique[1].

Les formes héritées prédominent largement. Mais elles subissent par place certaines retouches. Nous examinons donc ensuite, d'une manière succincte, le *façonnement actuel* du modelé. La dynamique dépend en premier lieu du milieu bioclimatique, en second lieu du régime hydrologique des grandes rivières ; l'action éolienne est seulement sensible dans les régions septentrionales du bassin du Sénégal.

La longue évolution géomorphologique des deux bassins fluviaux s'intègre dans celle de toute l'Afrique tropicale au Nord de l'équateur. Nous avons déjà établi des *comparaisons avec d'autres régions* au cours de l'étude paléogéographique. Nous les compléterons à la fin de l'ouvrage. Cette évolution pose le problème des limites des bassins-versants du Sénégal et du Niger supérieur.

1. Nous avons déjà fait une étude régionale approfondie de la vallée alluviale du Sénégal (P. MICHEL, 1970 c) ; nous envisageons de publier ultérieurement d'autres études sur le Plateau Mandingue et sur le Sénégal oriental.

Chapitre Premier

Grands aspects régionaux

Des ensembles montagneux et des pays au relief peu élevé et peu vigoureux se juxtaposent dans les hauts bassins du Sénégal et de la Gambie. Les montagnes se présentent généralement sous forme de plateaux étagés. Elles ont été modelées dans les séries de grès tabulaires ou monoclinaux du Paléozoïque ou dans d'épais sills de dolérites. *Le Fouta Djalon est l'ensemble montagneux le plus élevé. Il conserve les traces les plus anciennes de la morphogenèse.* C'est aussi un des grands châteaux d'eau de l'Afrique occidentale. Les parties centrale et septentrionale appartiennent aux bassins du Sénégal et de la Gambie (pl. I). La partie orientale est drainée par les affluents du Niger supérieur et la partie occidentale par des fleuves côtiers, tels le Konkouré et la Tominé-Koruba (fig. 130).

1. LE FOUTA DJALON CENTRAL ET SEPTENTRIONAL

Des reliefs vigoureux s'élèvent entre Mali et Dalaba. On peut les qualifier de « massifs centraux » puisqu'ils sont les plus élevés et se trouvent au milieu de ce vaste ensemble montagneux. Leur point culminant, le Mont Loura, se dresse à l'extrémité septentrionale du massif de Mali, atteignant une altitude de 1 538 m (pl. VI). Ces reliefs dominent de vastes plateaux latéritiques qui s'étendent vers l'Est dans les régions de Dongol Sigon et de Tougué. Ces plateaux se situent entre 850 et 950 m d'altitude ; les entailles du réseau hydrographique y forment un modelé en creux. Les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon présentent un relief beaucoup plus morcelé.

a. Les hauts reliefs

Trois ensembles de hauteurs s'échelonnent du Nord au Sud : le massif de Mali, le plateau du Labé, les hauteurs de Dalaba (pl. I). Ces reliefs ont été tous taillés dans les couches sédimentaires paléozoïques, traversées de puissants sills de dolérites (fig. 143) ; mais le modelé présente des allures différentes d'un massif à l'autre. Ils sont séparés par de profonds couloirs que suivent certaines branches du réseau hydrographique.

*Le **massif de Mali** forme le bastion le plus septentrional et le plus élevé. D'épais sills de dolérites constituent sa charpente ;* ils se sont mis en place dans les pélites du Cambrien (fig. 143 A). Du sommet du Mont Loura on domine d'environ 1 000 m les plateaux cuirassés des contreforts septentrionaux (fig. 146 A). *Les affleurements de dolérites se marquent dans ces grands versants par plusieurs corniches.* Le massif de Mali a été porté à de plus grandes altitudes que le plateau du Labé par les soulèvements épeirogéniques successifs, probablement

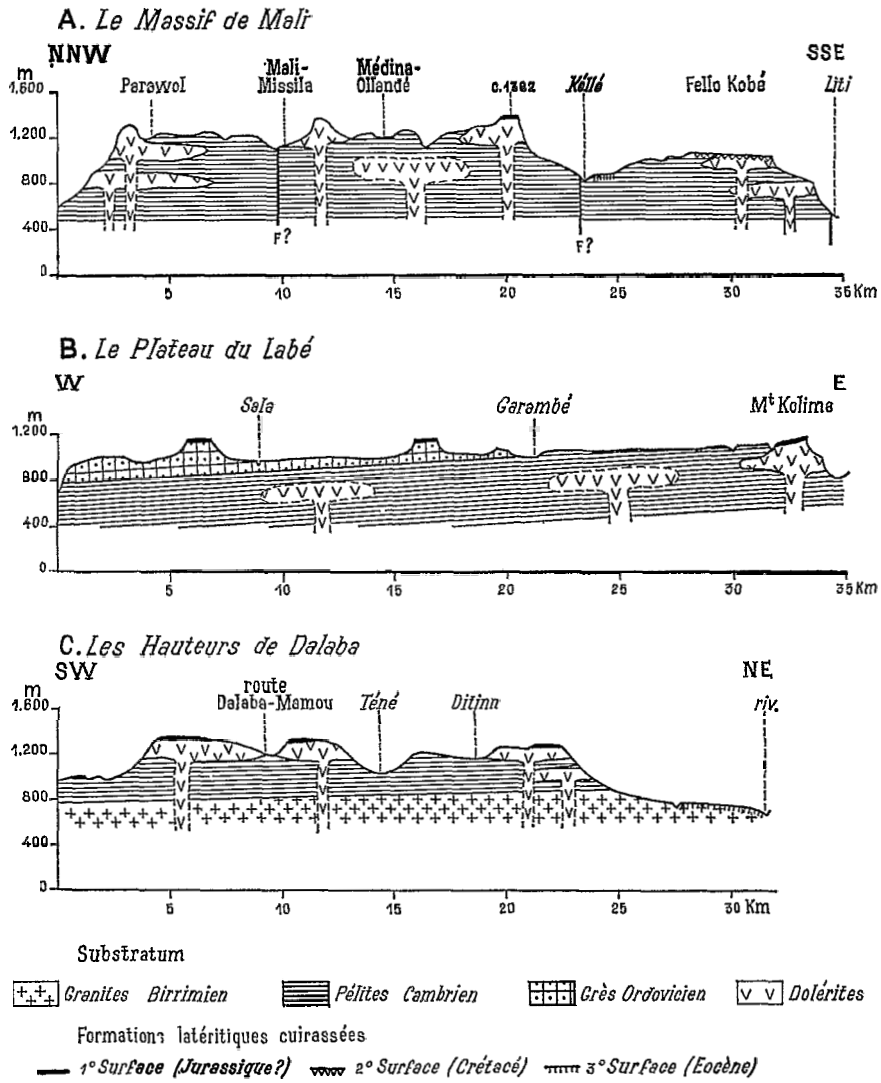


FIG. 143. — Coupes des hauts reliefs du Fouta Djalon central.

accompagnés du rejeu de vieilles fractures[1]. C'est pourquoi la première surface d'aplanissement a presque disparu. Il n'en subsiste que deux petits lambeaux de son revêtement latéritique au Sud de Médina Ollandé ; le principal se trouve perché à 1 380 m sur un important sill de dolérite (pl. III). Dans la partie sud-est, moins élevée, s'étendent plusieurs fragments de la deuxième surface entre 1 000 et 1 100 m d'altitude ; un autre s'accroche aux remparts septentrionaux près de Bogoma.

Le modelé présente des formes beaucoup plus douces à l'intérieur du massif. *De nombreux petits cours d'eau ont creusé des vallons, souvent évasés, dans les pélites tendres* qui donnent des teintes rougeâtres aux versants convexo-concaves largement défrichés (fig. 143 A). Par endroits apparaît une paroi abrupte de dolérites. Les fonds des petites vallées ne descendent pas en dessous de 1 000 m ; ils ont été parfois remblayés par des argiles limoneuses, probablement au cours de la période sèche de l'Ogolien[2]. Ces vallées « mûres » se trouvent perchées

1. P. MICHEL, 1958.
2. Cf. 5e partie, chap. I, C 2 b.

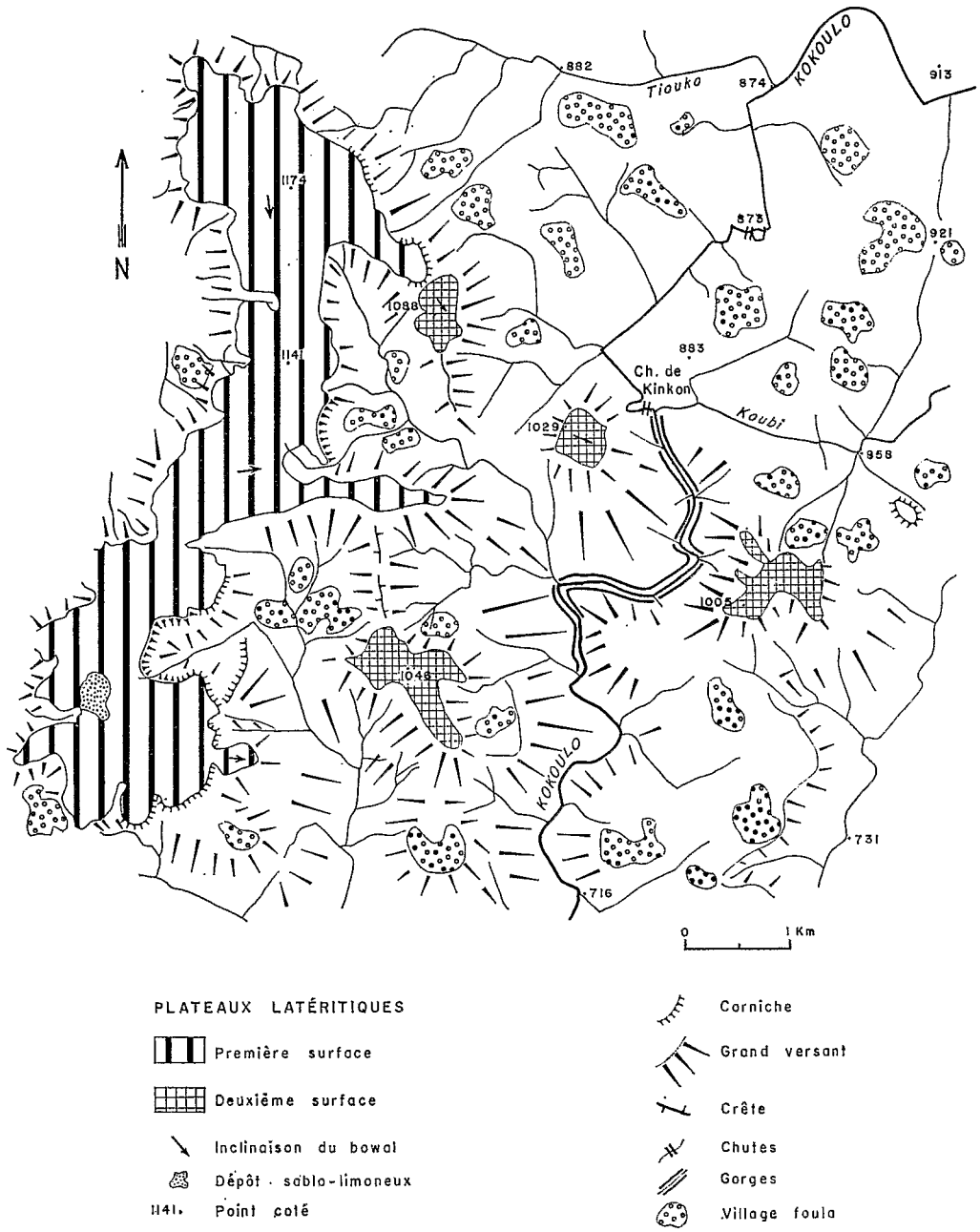


FIG. 144. — Croquis géomorphologique de la partie sud-ouest du plateau de Pita (Fouta Djalon central).

au-dessus des épais sills de dolérites que les rivières franchissent ensuite par une série de cascades. La Kellé suit probablement une ligne de faille dans le secteur méridional du massif ; celle-ci expliquerait à la fois son tracé NE-SW et l'importance du creusement.

Le ***plateau du Labé*** est séparé du massif de Mali par le profond sillon de la Koumba, cours supérieur de la Tominé, qui coule dans le haut glacis cuirassé (pl. III) ; les dénivellations dépassent souvent 500 m. Les parties hautes du plateau du Labé n'atteignent que 1 250 m, mais *l'ensemble est très compact* (fig. 143 B). Comme le notait déjà J. CHAUTARD (1905, p. 46) :

« Le pays présente une remarquable uniformité, c'est un vaste plateau couvert de conglomérat ferrugineux et de sable, se maintenant au voisinage de 1 000 m d'altitude. » Ces cuirasses à texture conglomératique se sont formées au cours du Quaternaire ancien. Quelques plateaux allongés dominent d'une centaine de mètres ces terrains mollement ondulés ; ils sont couverts d'une épaisse cuirasse latéritique. Ce sont *des lambeaux de la première surface d'aplanissement* qui se serait achevée au Jurassique moyen ; elle a recoupé les grès quartzites ordoviciens et les pélites cambriennes, à pendage monoclinal vers l'Ouest, ainsi que des sills de dolérites. *Ces bowé forment une auréole de hauteurs sur le pourtour du plateau ;* il n'en subsiste que quelques petits fragments au centre.

Le plateau du Labé était une zone de partage des eaux entre la Gambie et le réseau du Konkouré. Maintenant la presque totalité du plateau est drainée par la rivière Kakrima et ses affluents qui rejoignent le Konkouré. Les pentes de leurs profils en long sont très fortes au pied du plateau. Leur érosion régressive commence à se manifester sur les bordures. Dans la partie méridionale du plateau, *aux environs de Pita, les cours d'eau, grands et petits, suivent le réseau de diaclases des grès quartzites* et présentent de ce fait des tracés coudés très caractéristiques (fig. 144). La principale rivière, le Kokoulo, dévale du plateau par les chutes de Kinkon, décrites par Ch. ROBEQUAIN (1937). Ensuite elle coule dans une succession de gorges dominées par des hauts bowé des première et deuxième surfaces d'aplanissement ; les dénivellations atteignent 400 m. Un écoulement souterrain se produit aussi localement par ce réseau de diaclases[1].

*Les **hauteurs de Dalaha**, au Sud, sont beaucoup plus morcelées que les reliefs précédents.* Elles ont été profondément entaillées par la Téné, le principal affluent du haut Bafing (fig. 64) et par des branches supérieures du Konkouré. Ces reliefs sont formés surtout par de puissants sills de dolérites, épanchés à l'intérieur des épaisses couches de pélites du Cambrien à faible pendage vers le Sud-Ouest (fig. 143 C) ; ils dominent le socle de granites birrimiens affleurant à la base des grands versants au Nord-Est. *Des lambeaux des formations latéritiques de la première surface subsistent sur les parties les plus hautes.* Leurs versants sont couverts d'éboulis de cuirasse et de dolérite. Les études pédologiques de R. MAIGNIEN (1953) et de S. PEREIRA BARRETO (1963) montrent que les sols squelettiques et lithosoliques y sont très étendus.

b. Les plateaux latéritiques de Dongol Sigon et de Tougué

Ils s'étendent à l'Est des hauts reliefs de Mali, du Labé et de Dalaba, jusque dans les régions de Dinguiraye et de Dabola (pl. I). Les surfaces planes ou légèrement ondulées de ces hauts bowé se déroulent à perte de vue. Elles sont rocailleuses et dénudées en saison sèche, puis se couvrent d'un tapis de petites herbes après les premières pluies ; leur cuirasse, épaisse de 10 à 15 m par endroits, se fragmente en surface par désagrégation mécanique et les débris se mélangent à des éléments fins pour former une mince couche pierreuse.

*Ces hauts bowé sont de vastes lambeaux de la **deuxième surface d'aplanissement*** qui se serait élaborée au cours du Crétacé inférieur. Elle a recoupé dans ces secteurs les épaisses formations tendres de pélites du Cambrien et de l'Infracambrien qui plongent légèrement vers l'Ouest (fig. 145). *Le revêtement latéritique subsiste surtout sur les importants sills de dolérites qui se sont mis en place dans les pélites.* Cette surface a été découpée en d'innombrables plateaux, plus ou moins festonnés et digités par les entailles du réseau hydrographique très ramifié (pl. III). L'altitude varie légèrement sur un même plateau ou d'un bowal à l'autre : elle se situe le plus souvent entre 850 et 950 m ; les parties hautes de certains bowé atteignent 1 000 m dans les environs de Dongol Sigon[2].

Les cuirasses de ces plateaux sont parfois bauxitiques[3]. Les prospections minières montrent que les formes des bowé ont joué un grand rôle dans le mécanisme de bauxitisation :

1. J. POUQUET, 1956 a et 1960, l'a étudié dans la région de Labé.
2. P. MICHEL, 1958.
3. Cf. 3e partie, chap. I, B 2.

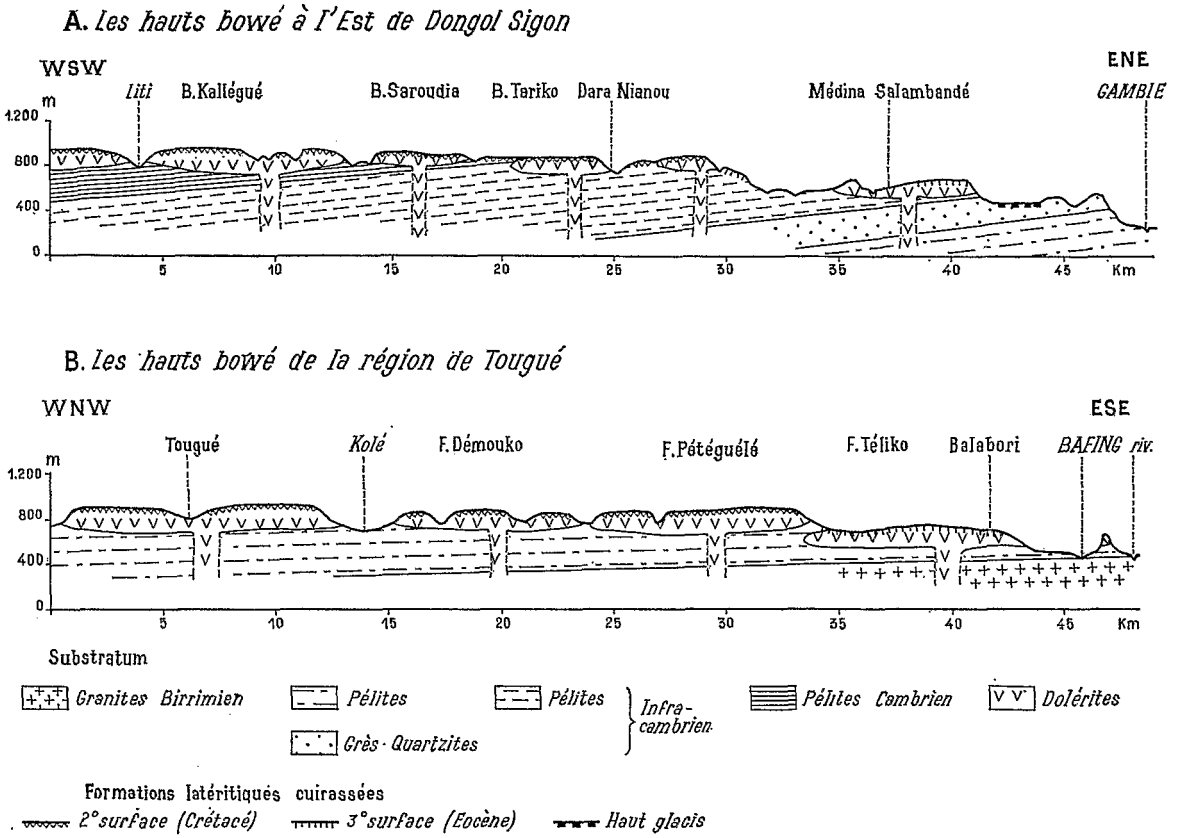


FIG. 145. — Coupes des grands plateaux latéritiques du Fouta Djalon oriental.

les poches de *bauxite* se localisent surtout dans les parties étroites du bowal et sur les plateaux en lanières bien drainés. La cuirasse latéritique du bowal se termine généralement par une succession de petites marches d'escalier, précédées d'éboulis. Ce n'est qu'à proximité des profondes entailles du réseau hydrographique que la cuirasse forme par endroits une corniche (fig. 67 A). Les dolérites apparaissent quelquefois dans la partie supérieure du versant ; mais elles sont le plus souvent masquées par des colluvions d'argiles latéritiques mêlées à des débris de cuirasse.

A proximité des entailles de la Gambie et du Bafing apparaissent quelques bowé qui se situent à un niveau plus bas, entre 600 et 700 m d'altitude (fig. 145). Ce sont des lambeaux de la *troisième surface d'aplanissement* qui a pénétré au Fouta Djalon le long des grandes vallées. Ils subsistent aussi principalement sur des sills de dolérites. L'ensemble de ces plateaux latéritiques, parfois étagés, couvre une superficie d'environ 15 000 km². A l'Est du Bafing, dans la région de Dabola, ces plateaux sont beaucoup plus morcelés et séparés par des hautes plaines. Dans ce secteur ils semblent correspondre à des sills de dolérites posés directement sur le socle de granites birrimiens (pl. II).

Les altitudes relatives de ces plateaux sont de l'ordre de 100 à 150 m près des branches supérieures du ***réseau hydrographique;*** elles atteignent 350 à 400 m à proximité des entailles des principaux cours d'eau. Certains petits bassins, comme celui de Dongol Sigon sur le cours supérieur de la Liti, ont été colmatés par des limons argileux sédimentés par le ruissellement au cours de la période sèche de l'Ogolien (fig. 127), pendant que des limons éoliens se déposaient dans les parties déprimées de certains bowé[1].

1. Cf. 5e partie, chap. I, C 2 b et c.

La *Gambie* descend du plateau du Labé. Elle coule d'abord vers le Nord-Est. Près du 12e parallèle elle reçoit un grand affluent, l'Oundou, puis tourne brusquement vers le Nord-Ouest et dessine ensuite plusieurs coudes. Ce tracé géométrique suggère que *le fleuve a suivi d'anciennes fractures, de directions orthogonales et d'âge probablement hercynien* (pl. III) ; *un certain rejeu se serait produit au cours des soulèvements épeirogéniques.* Le fleuve a creusé profondément son lit entre le confluent de la Silamé et celui de l'Oundou, franchissant les niveaux durs par des rapides et des chutes. Ses principaux affluents de gauche sont bordés par le haut glacis.

Le *Bafing* a ses sources dans la région de Mamou, au Sud des hauteurs de Dalaba. Il coule d'abord sur le socle granitique (pl. II) dans un paysage au relief assez mou à une altitude de 650 m, puis traverse la plaine Ballay (fig. 64). Cette haute plaine est perchée au-dessus des profondes entailles de la Kaba et de ses affluents, petit fleuve côtier dont les sources se situent à 400-500 m. Or certaines ne se trouvent qu'à 10 km du Bafing ; son cours supérieur pourrait donc être capturé à longue échéance. Vers l'aval, le Bafing s'encaisse dans les séries de l'Infracambrien, traversées par les puissants sills de dolérites (fig. 145 B), se dirigeant vers le Nord-Est en suivant peut-être un réseau d'anciennes failles comme la Gambie.

c. Les contreforts septentrionaux

Les reliefs y sont souvent escarpés. Ils sont séparés par des plateaux ou des dépressions parfois perchées. Les grandes rivières ont creusé des vallées profondes qui se rétrécissent par endroits en gorges. Les parties occidentale et centrale sont drainées par la Gambie et ses affluents, la partie orientale est traversée par les branches supérieures de la Falémé.

Au Nord-Ouest du massif de Mali, qui se termine en triangle, s'élèvent le *petit massif de Dali* et les *hauteurs de Bélessé* (pl. IV). Ils sont constitués, comme le massif de Mali, d'un étagement de sills de dolérites dans les pélites cambriennes. Les points culminants atteignent respectivement 1 216 et 1 077 m. Leur modelé, où se juxtaposent corniches abruptes et versants à pente douce, rappelle celui du massif de Mali. Ces reliefs dominent des plateaux d'une altitude de 500 à 800 m, fortement disséqués par le réseau ramifié de la Kaoma, affluent de la Koumba, où subsistent quelques petits fragments des deuxième et troisième surfaces.

Trois ***bassins étagés*** *s'étendent au Nord des hauteurs de Bélessé et du massif de Mali :*
— A l'Ouest le *bassin de la haute Kouréniaki,* cours supérieur de la Koulountou, principal affluent de la Gambie. Il a été creusé dans les pélites tendres du Cambrien (fig. 146 B). Son fond généralement plat se situe entre 120 et 160 m ; le moyen glacis cuirassé s'y étale largement. Quelques buttes tabulaires, formées de sills de dolérites, s'élèvent dans le secteur oriental du bassin ; elles portent des lambeaux du haut glacis. Ce bassin est séparé des plaines de l'avant-pays du Fouta Djalon par une ligne de hauteurs orientée SW-NE, formée d'une succession de sills de dolérites (pl. IV) ; les plus importants constituent les grandes buttes de Bélessé et de Nangagni, dont les corniches subverticales se dressent brutalement au-dessus de versants rectilignes, d'une pente de 35 à 40°.
— Au Centre se trouve le *bassin du Tiokoye supérieur,* autre affluent de gauche de la Gambie. Il est perché à une altitude de 350 à 400 m (fig. 146 B). La surface plane ou légèrement ondulée de ce bassin est entièrement couverte d'une cuirasse ferrugineuse qui est celle du haut glacis (pl. IV). Le Tiokoye se traîne sur ce plateau avant de dévaler le versant abrupt qui le termine au Nord (fig. 97) ; de puissants sills de dolérites ont, en effet, bloqué son érosion régressive[1]. Une ligne de relief, orientée N-S, sépare le bassin du haut Tiokoye des plateaux traversés par la Gambie. Le *Fello Kalensari* en est la pièce maîtresse ; formé d'un étagement de sills de dolérites, il se dresse comme une muraille à plus de 1 100 m d'altitude (fig. 146 B) ; on y trouve quelques débris de cuirasse du revêtement de la première surface. Les autres reliefs,

1. Cf. la carte géologique au 1/200 000, feuille Kédougou.

moins élevés, portent des lambeaux des deuxième et troisième surfaces d'aplanissement (pl. IV).

— *Le troisième bassin est traversé par la Gambie.* Sa surface, d'une altitude de 400 à 450 m, est aussi couverte par la cuirasse ferrugineuse du haut glacis (fig. 146 A). Mais le substratum n'y est plus le même. Ce glacis a recoupé les couches monoclinales de l'Infracambrien qui plongent vers le Sud avec un pendage de 3 à 4° ; des couches de grès et grès quartzite alternent avec des couches de pélites siliceuses ou argileuses. Ce haut glacis a été profondément disséqué

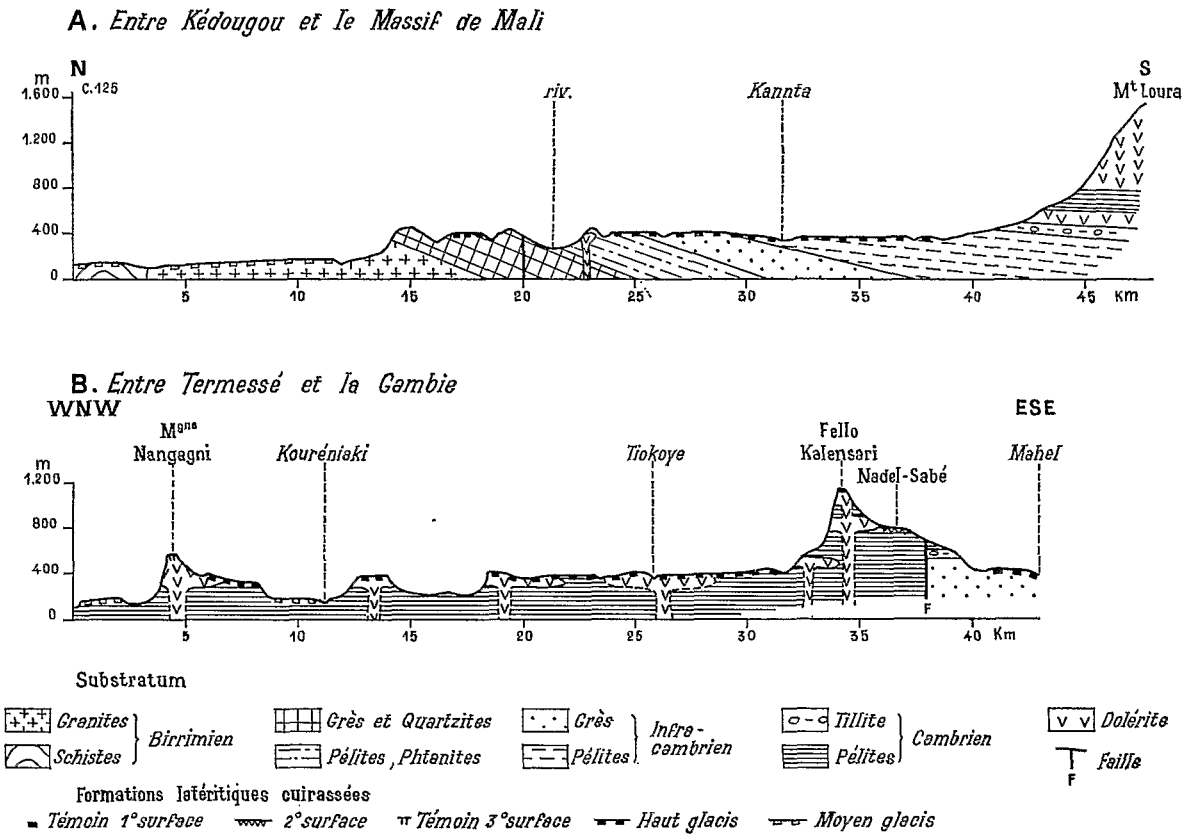


FIG. 146. — Coupes à travers les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon.

par le réseau de la Kannta, affluent de la Gambie (pl. IV), dont le lit est descendu en dessous de 200 m. Son cours, orienté successivement SW-NE, puis NW-SE et à nouveau SW-NE, suit probablement un réseau d'anciennes failles orthogonales. Ces plateaux se terminent par une cuesta au-dessus du moyen glacis de la plaine de Kédougou ; la couche dure de grès quartzite y repose sur le socle formé de granite birrimien beaucoup plus tendre (fig. 146 A).

De nombreux pointements rocheux apparaissent dans le lit de la ***Gambie;*** les biefs sont très courts. Les seuils de dolérite et de cornéenne sont troués de marmites. Par contre, elles ne se sont pas formées sur les seuils de grès quartzite[1] ; cette roche très fissurée se débite en petits parallélépipèdes. Le fleuve trace de grandes boucles, sa direction générale étant SE-NW. Il suit probablement une ancienne fracture. *Sa vallée se resserre en gorge au passage des couches de grès quartzite* (fig. 147 a). Un chevelu de ruisseaux affluents a morcelé le dernier plateau ; ils suivent des petites failles orthogonales à la fracture principale. La Gambie entaille

1. Renseignement oral de J. MARCHESSEAU.

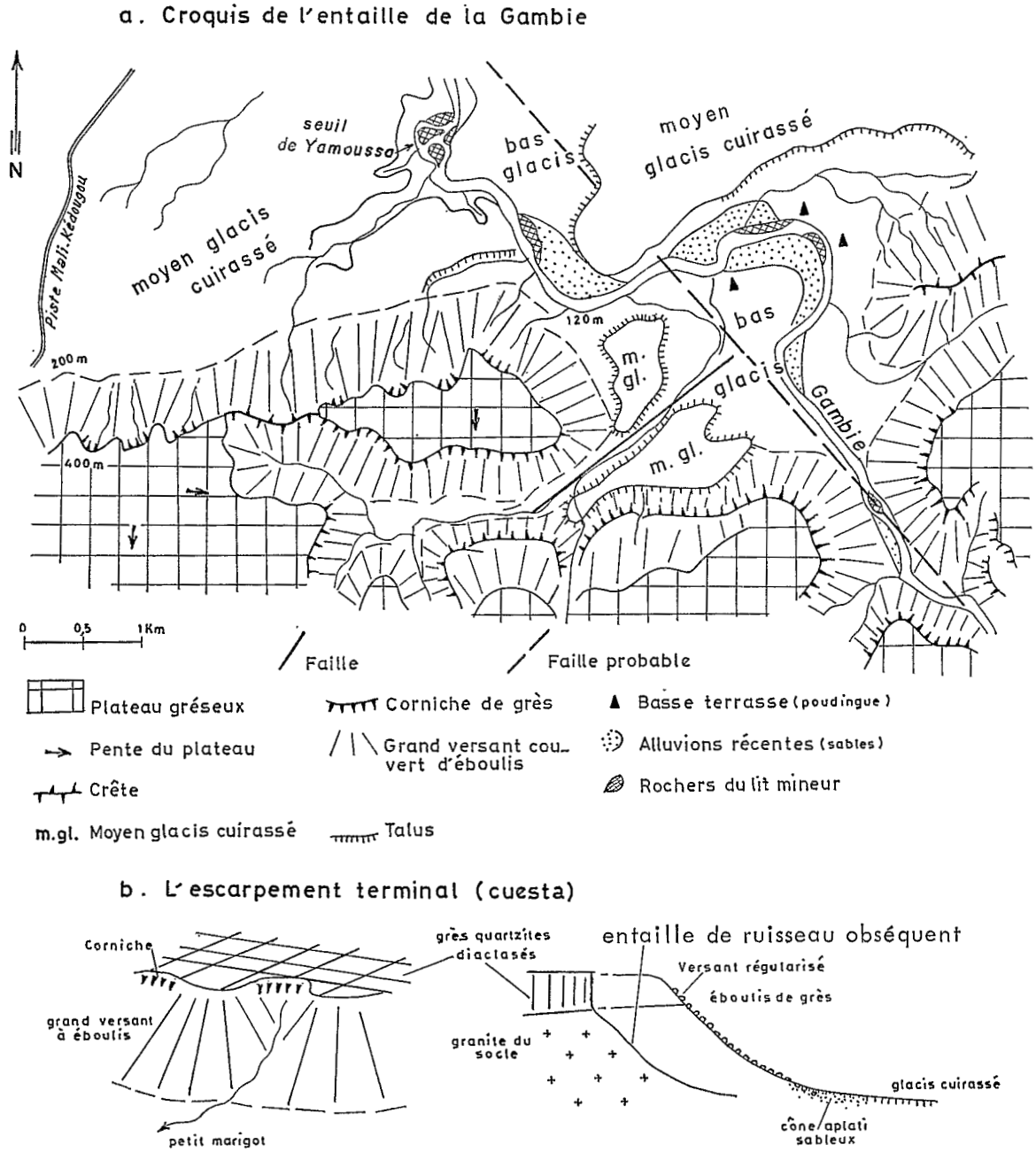


FIG. 147. — Les reliefs gréseux au Sud de Kédougou, formant la première « marche d'escalier » du Fouta Djalon.

les poudingues de la basse terrasse à sa sortie des contreforts puis franchit le grand seuil de Yamoussa formé par des granites.

La *cuesta* de grès quartzites infracambriens est légèrement festonnée par les entailles de ruisseaux obséquents. Mais le versant est entièrement régularisé dans les parties saillantes : légèrement convexe au sommet et concave à sa base, sa pente est de l'ordre de 40° (fig. 147 b). Il est couvert d'un pavage d'éboulis. La corniche gréseuse apparaît dans les rentrants. Dans ces parties, le versant a été rajeuni par ravinement et par affouillement, sans doute pendant

une période plus sèche[1] ; certains ruisseaux dévalent du sommet de la corniche par des cascades[2]. Les éboulis sont complètement fixés par la végétation.

A l'Est de la Gambie s'étendent les ***plateaux du Fantofa*** (pl. VI). *Ils ont été profondément disséqués par le réseau très ramifié des branches supérieures de la Falémé,* dont les principales sont le Balin-Ko et le Kounda-Ko. Le substratum est constitué d'épais sills de dolérites mis en place dans les pélites infracambriennes (pl. II). *Ces sills portent de nombreux lambeaux de la troisième surface d'aplanissement,* dont la formation s'est achevée à l'Éocène inférieur (fig. 63). Les bowé sont très digités et se réduisent souvent à des lanières perchées à une altitude de 600 à 700 m, au-dessus des profondes entailles du chevelu hydrographique ; leur cuirasse est partiellement bauxitique. L'horizontalité de cette surface est parfois rompue par des dépressions couvertes d'une cuirasse secondaire formée de blocs de bauxite avec un ciment ferrugineux[3]. Les reliefs du Fantofa se raccordent à ceux du Plateau Mandingue qui s'étendent vers le Nord-Est (pl. I).

2. LE PLATEAU MANDINGUE

Ce vaste ensemble a été façonné dans les séries gréseuses de l'Infracambrien (pl. II). Mais les faciès de grès sont variés : des grès quartzites diaclasés alternent avec des grès feldspathiques ou des grès à plaquettes beaucoup plus tendres[4]. Les sills de dolérites sont moins épais et moins étendus que dans le Fouta Djalon, sauf dans le massif situé au Nord-Est de Bafoulabé. Si les formations géologiques restent les mêmes, *les paysages se modifient sensiblement du Sud vers le Nord.* Le Bafing et le Bakoy traversent ces régions plus ou moins accidentées ; rappelons qu'ils constituent par leur jonction à Bafoulabé le fleuve Sénégal qui coule dans ces formations gréseuses jusqu'à Kayes.

a. Le modelé de la partie méridionale

Il se caractérise surtout par l'extension des ***cuirasses*** *qui se situent à divers niveaux. La* ***surface d'aplanissement*** *éocène a nivelé presque tous les reliefs. Il subsiste encore de vastes panneaux de cette surface ; sa cuirasse latéritique ne contient que de rares poches de bauxite*[5].

Quelques fragments sont perchés sur la partie méridionale du plateau de Tambaoura, dominant de presque 400 m les plaines de la Falémé (fig. 76). Une série de plateaux s'élèvent de part et d'autre du cours moyen du Bafing. Ils sont tous cuirassés et correspondent à des lambeaux de cette troisième surface (pl. V). Leurs formes sont tantôt massives, tantôt allongées en lanières. Leur sommet se situe entre les altitudes de 550 et 700 m. Ces plateaux se terminent souvent par des versants en pente douce, également cuirassés. Le vaste bowal Kimbéli, que nous avons étudié en détail[6], peut être pris comme type de ces plateaux à évolution complexe (fig. 68).

Les versants cuirassés appartiennent au ***relief intermédiaire****, façonné à la fin du Pliocène ; leur cuirasse latéritique n'est plus bauxitique*[7]. Des ensembles de collines, entièrement cuirassées, et quelques crêtes monoclinales entourent parfois ces plateaux (fig. 83). Ce sont aussi des vestiges du relief intermédiaire. Celui-ci est très étendu entre le Balé et le Bakoy dans la région de Ségouma (fig. 148 a). Le modelé y présente de grandes ondulations ; leur revêtement de cuirasse est échancré par les entailles du chevelu de ruisseaux.

Les altitudes croissent vers le bord méridional du Plateau Mandingue. Des lambeaux

1. Cf. les études de S. DAVEAU, 1963 et 1967, sur les versants gréseux dans des régions sahéliennes et désertiques.
2. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 d.
3. J. VOGT, 1957.
4. Cf. 1re partie, chap. I, B 1 a.
5. Cf. 3e partie, chap. I, B 3 b.
6. P. MICHEL, 1960 a.
7. Cf. 4e partie, chap. II, B 1 b et 2 a.

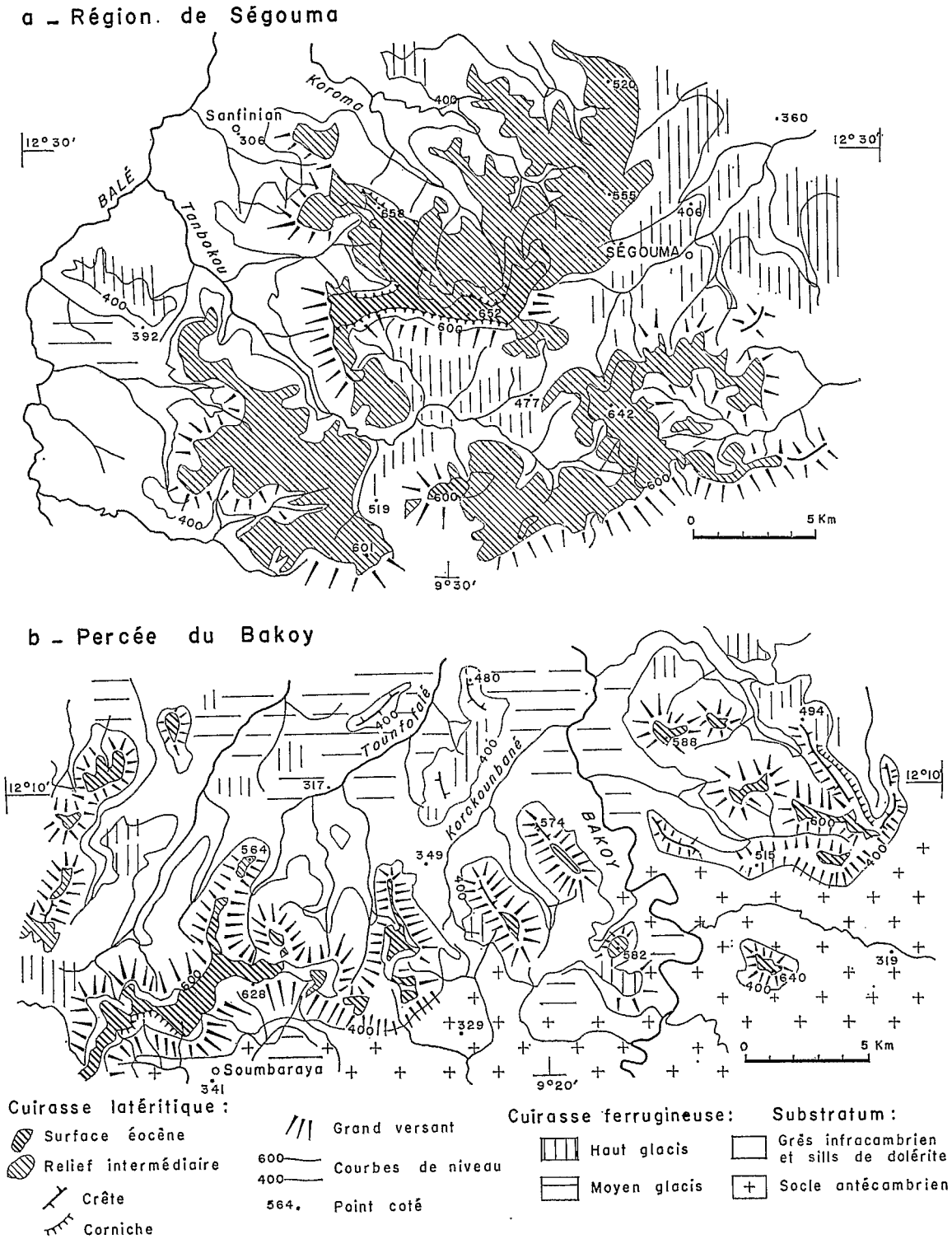


FIG. 148. — Modelé du Plateau Mandingue méridional et extension des cuirasses latéritiques ou ferrugineuses.

de la deuxième surface d'aplanissement subsistent dans ce secteur, perchés à une altitude de 780 à 900 m (pl. VIII). Ils recouvrent d'épais sills de dolérites. De ces hauts bowé on domine de plus de 400 m les terrains schisteux ou granitiques du bassin de Siguiri (pl. II). Le *Bakoy* a ses sources au pied des corniches qui terminent ces plateaux. La rivière coule ensuite dans le bassin de Siguiri vers le Nord–Nord-Est, puis entaille le rebord du Plateau Mandingue par une *percée conséquente* (fig. 148 b). Les lambeaux de la troisième surface et le relief intermédiaire ont été très morcelés dans cette région par les profondes entailles de ses petits affluents ; leur cuirasse coiffe des buttes ou des plateaux étirés se terminant par des crêtes.

*Le **haut glacis**, couvert d'une cuirasse ferrugineuse, est encore étendu dans certains secteurs du Plateau Mandingue méridional.* Il couvre la majeure partie des hauts bassins de la Naria et de l'Oulounkoli (pl. V), branches supérieures du Balinn, grand affluent de gauche du Bafing (fig. 122). Il s'étend aussi largement dans la région de Ségouma (fig. 148 a). Ce haut glacis se raccorde par endroits à la base des versants du relief intermédiaire. Il a été fortement érodé de part et d'autre du cours moyen du Bafing où ne subsistent plus que des témoins isolés dominant les niveaux plus récents.

*Le **moyen glacis** cuirassé s'étale largement dans ce secteur du Bafing* (pl. V). *Il occupe presque tout le bassin du Waé* (pl. IX). On peut marcher pendant des dizaines de kilomètres sur sa surface plane, légèrement déclive, rocailleuse et dénudée, d'une grande monotonie. Une pellicule d'argile sableuse grise, piquetée de termitières en champignons, masque par endroits la cuirasse ; mais le plus souvent quelques blocs et beaucoup de gravillons ferrugineux jonchent ce niveau induré, absolument stérile. La cuirasse présente une texture conglomératique ou gravillonnaire ; elle est parfois truffée de grains de quartz puisqu'elle s'est formée sur des grès. La pente du glacis est généralement faible, de 1 à 5°, et elle est dirigée vers les lits des cours d'eau actuels ; cependant sa pente augmente localement et le moyen glacis se rattache quelquefois à un reste du haut glacis[1].

Les différentes branches du Waé ont entaillé la cuirasse ferrugineuse et atteint la roche *in situ* sous les altérites. Mais ces entailles sont restées étroites et ne dépassent souvent pas 200 m. Les petits affluents coulent parfois sur la cuirasse avant de pouvoir la percer. La dissection a été plus importante à proximité du Bafing et le moyen glacis y est morcelé en une série de lambeaux digités. Le bas glacis sableux apparaît localement. Ailleurs les terrains sont rocailleux ; les pélites et les grès à plaquettes sont entaillés par un chevelu dense de ravins.

Les cuirasses recouvrant plateaux, versants, collines et glacis marquent aussi le paysage végétal. *Ces surfaces dénudées se couvrent d'un tapis herbacé pendant la saison des pluies ; les petites herbes dessèchent vite et sont la proie des feux de brousse dès le mois de décembre ;* seuls quelques arbrisseaux réussissent à s'enraciner par les fissures de la cuirasse. Ailleurs pousse la forêt sèche ou la savane arborée. La végétation ligneuse devient plus dense dans les endroits humides, notamment dans les entailles des glacis et des versants et dans les amphithéâtres échancrant les hauts bowé où suintent les eaux infiltrées dans la cuirasse.

b. Les paysages des régions septentrionales

La dissection par le réseau hydrographique est plus avancée[2] ; *il n'y subsiste que quelques petits lambeaux des anciens revêtements d'altérites indurées par les hydroxydes d'alumine ou de fer.* Certains plateaux gréseux élevés portent encore des témoins du manteau latéritique de la surface éocène, par exemple la montagne de Kita et le plateau de Warakoro dominant le Bakoy (fig. 149). Quelques fragments de glacis cuirassés apparaissent çà et là[3] ; ils se raréfient au fur et à mesure qu'on avance vers le Nord. *Le paysage dominant est celui des **buttes et pla-***

1. P. Michel, 1962 b.
2. J. Vogt, 1957.
3. P. Michel, 1962 b, cf. pl. VII et IX.

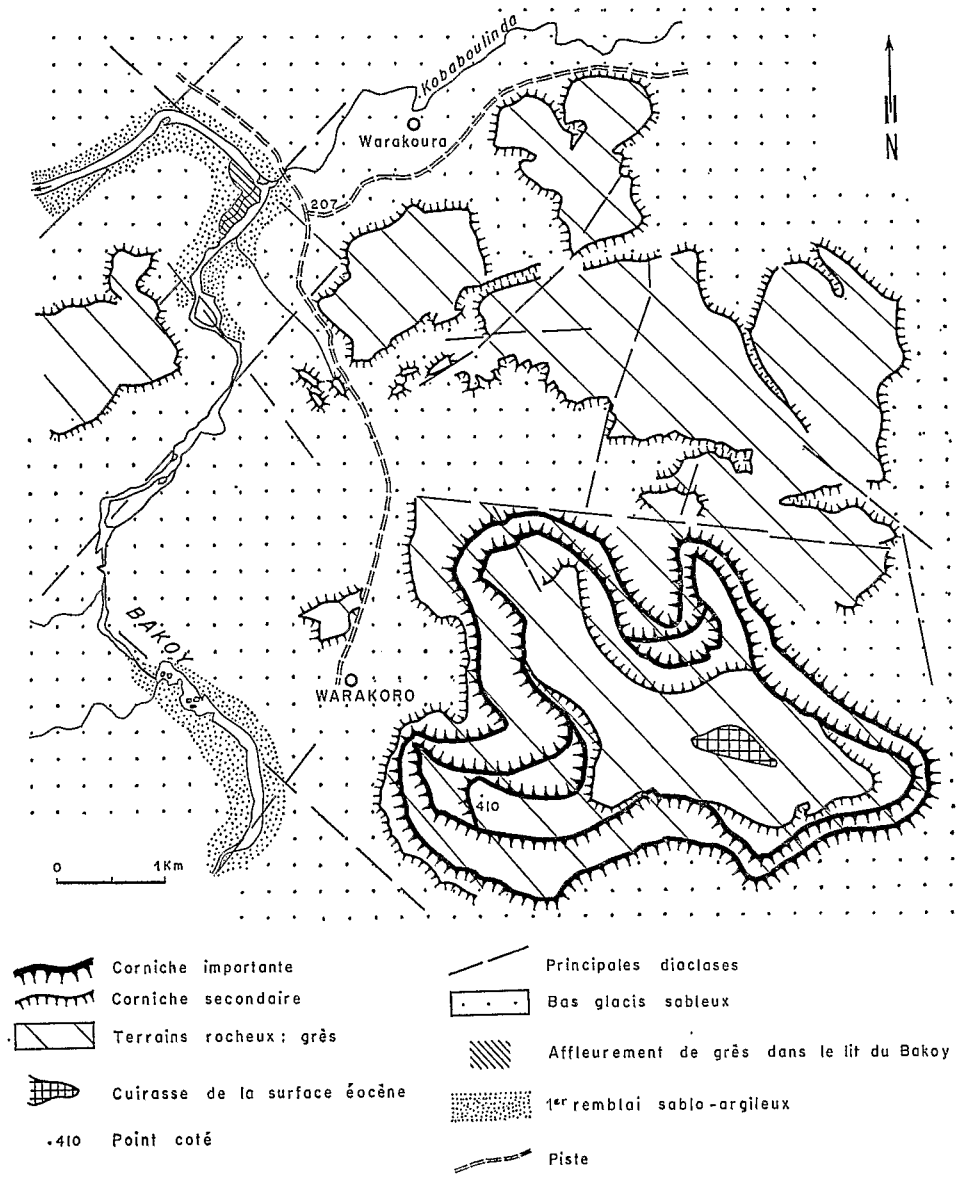


FIG. 149. — Croquis géomorphologique de la vallée du Bakoy dans les environs de Warakoro (Plateau Mandingue septentrional).

teaux de grès escarpés *qui se dressent au-dessus de vastes surfaces planes, généralement sableuses.*

Comment s'est formé ce relief ? Les grès et grès quartzites sont fortement diaclasés. Les ruisseaux ont mis à profit ces grandes fentes au cours de leur creusement. C'est pourquoi les versants des buttes s'alignent souvent selon le réseau de diaclases. *Les alternances de couches dures et tendres se traduisent dans les versants par des gradins.* Les niveaux de grès quartzeux, bien cimentés, et de grès quartzites constituent des corniches subverticales, hautes de plusieurs dizaines de mètres. Le petit plateau de Warakoro, au Sud-Est de Toukoto, présente ainsi trois grandes et deux petites corniches (fig. 149). Elles se raccordent par des versants en pente plus douce, rectilignes ou concaves, taillés dans des grès quartzeux et feldspathiques, friables. Des arbres se pressent à la base des corniches où se trouve souvent une

ligne de sources, tandis que la savane arborée ou arbustive couvre les versants en pente douce sur lesquelles s'éparpillent des blocs éboulés de taille très variable ; certains atteignent plusieurs mètres cubes. Le développement inégal de la surface d'érosion pliocène en fonction de la lithologie explique le morcellement du relief (fig. 81). Puis les creusements au cours du Quaternaire ont accentué les dénivellations.

De vastes surfaces planes ont été déblayées dans les formations tendres. Elles n'ont qu'une pente infime, souvent inférieure à 1°, et se raccordent aux versants des buttes et des plateaux

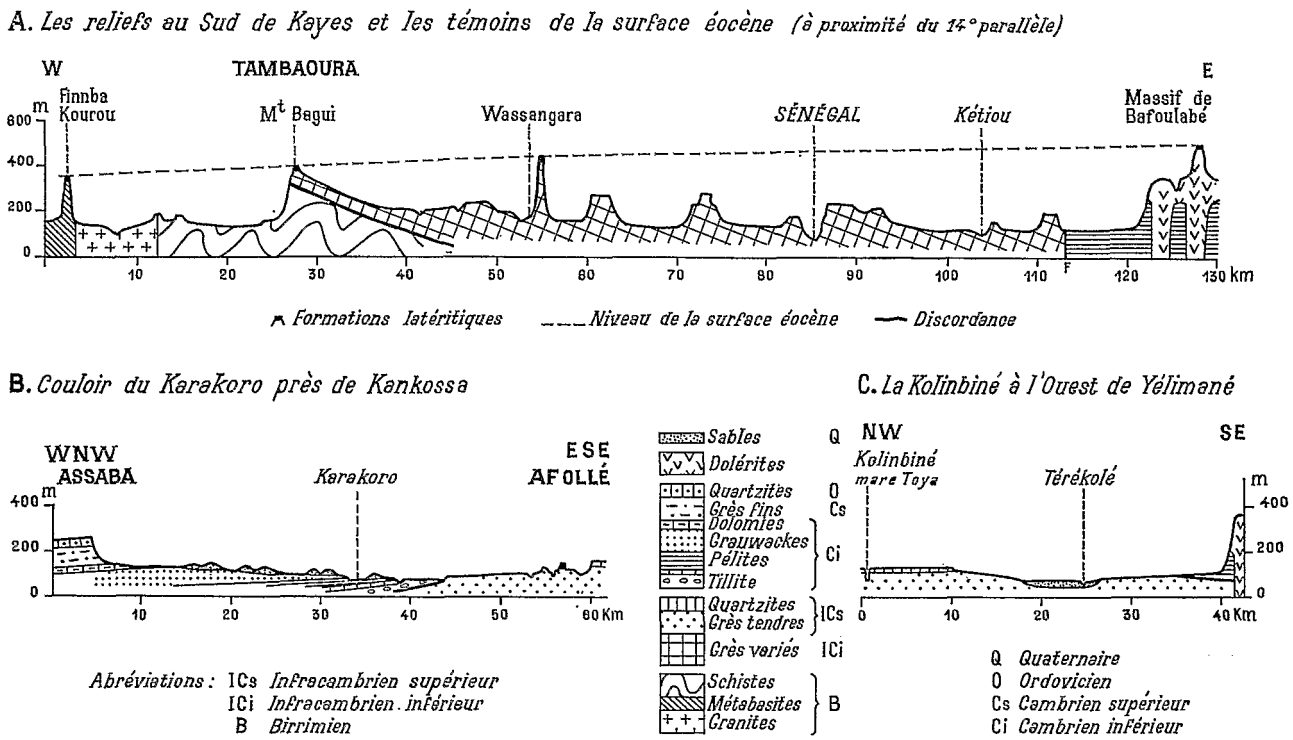


FIG. 150. — Coupes dans la région de Kayes et dans les bassins du Karakoro et de la Kolinbiné.

par un knick. *Ces terrains plats correspondent au* ***bas glacis*** *qui s'étale largement au pied des reliefs ; ils sont généralement sablonneux* (fig. 149). L'épaisseur du dépôt de sable est variable ; elle peut dépasser plusieurs mètres[1]. Par endroits ces terrains sableux passent à un dallage de grès ou bien ils sont hérissés de chicots de grès diaclasés. Les dalles, les blocs et les chicots sont généralement couverts d'une patine ferrugineuse, brunâtre[2]. L'altitude de ces plaines intérieures est variable : elles se situent entre 300 et 350 m au Nord-Est de Kita ; par contre sur le cours inférieur du Bafing elles se déroulent entre 120 et 170 m.

Au Nord-Est de Bafoulabé s'élève un important ***massif*** *constitué d'épais sills de dolérites* mis en place dans les pélites du Cambrien inférieur, souvent transformées en cornéennes par métamorphisme de contact (fig. 150 A). Ce massif est profondément disséqué par le chevelu des petits cours d'eau puisque le Bakoy, formant leur niveau de base régional, ne se trouve qu'à 100-130 m. *Des petits fragments de la surface éocène sont perchés entre 450 et 570 m d'altitude* (fig. 70). Leur cuirasse contient sur trois de ces petits plateaux des poches de bauxite blanche, riche en boehmite ; mais elle est fortement démantelée[3]. Des lambeaux de la cuirasse du relief

1. Elle atteint 9 m à Kologo près du Bafing ; cf. la coupe *in* P. MICHEL, 1962 b, p. 7.
2. Cf. 2e partie, chap. I, B 4 a.
3. P. MICHEL, C. PÉREZ, 1960.

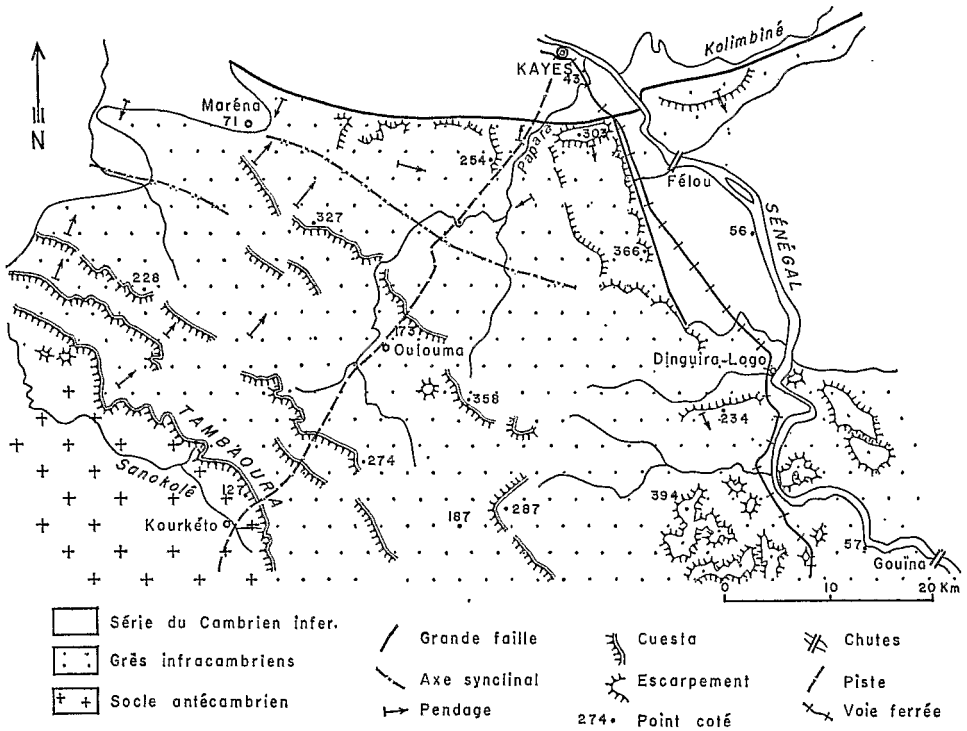


FIG. 151. — Structure et relief de l'extrémité nord-ouest du Plateau Mandingue (géologie d'après C. BENSE, 1961).

intermédiaire subsistent dans les alvéoles séparant les petits plateaux. Au Nord du parallèle 14°30', le relief se présente comme un ensemble enchevêtré de crêtes et de buttes d'altitude plus faible. Les versants sont généralement couverts d'éboulis sombres de dolérite.

Le Plateau Mandingue se termine au Nord-Ouest dans la région de Kayes. Les séries gréseuses de l'Infracambrien y présentent une disposition nettement monoclinale avec un pendage NE dominant ; elles sont en contact avec les pélites cambriennes par l'intermédiaire d'une grande faille (fig. 150 A). *Des cuestas ont été modelées dans ces grès alternativement durs et tendres au Sud-Ouest de Kayes* (fig. 151). Alignées NW-SE, elles sont parfois discontinues, probablement à cause des variations latérales de faciès. La structure est plus complexe dans les environs de Kayes où les pendages sont très variables et parfois élevés[1]. Les plateaux

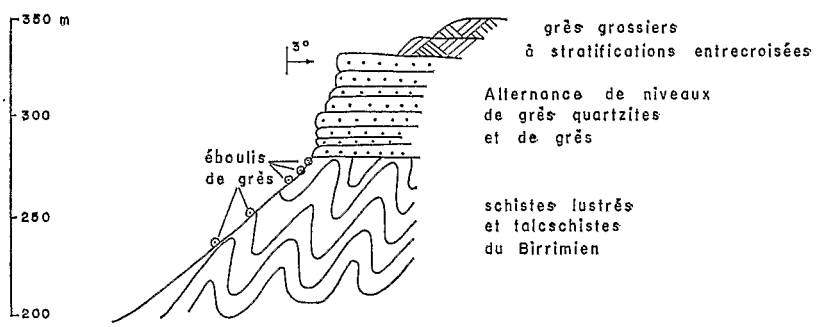


FIG. 152. — L'escarpement de Tambaoura près du Mont Bagui. (coupe de C. BENSE et P. MICHEL).

1. C. BENSE, 1961.

très morcelés se terminent par des escarpements de faille. De petits témoins du revêtement latéritique de la surface éocène coiffent encore la grande butte de Wassangara et le Mont Bagui sur la « ***falaise*** » ***de Tambaoura*** (fig. 150 A).

Ce grand escarpement est aussi une cuesta. Les grès et grès quartzites de la base de l'Infracambrien reposent sur les schistes du socle birrimien qui constituent les formations tendres (fig. 152). Les niveaux gréseux forment une grande corniche dominant un versant rectiligne, d'une pente de 35 à 40°, sur lequel s'éparpillent des éboulis de grès. La hauteur relative de l'escarpement est de 150 m au Mont Bagui, dans le secteur septentrional, mais elle augmente vers le Sud, atteignant 250 à 300 m dans la région de Kéniéba (fig. 76). *Orientée NNW-SSE, la « falaise » de Tambaoura constitue la ligne de partage des eaux entre la Falémé et le Bafing-Sénégal. C'est ce qui explique son allure massive* (fig. 122). Elle est seulement échancrée par quelques petites entailles de ruisseaux et rivières obséquents qui rejoignent la Falémé. Le réseau de diaclases peut expliquer le détail du tracé, notamment les nombreuses indentations locales de la côte. Les recherches minières ont révélé l'existence d'accidents tectoniques vers son extrémité méridionale dans la région de Kéniéba, qui expliquent la présence de pipes de kimberlite[1]. Ces cassures interviennent sur le tracé de l'escarpement et sont probablement responsables de son incurvation au SE de Kéniéba où il prend une direction W-E.

c. Les vallées du Bafing, du Bakoy et du Sénégal

Les deux branches supérieures du fleuve traversent entièrement le Plateau Mandingue (pl. I). *Ces grandes rivières coulent tantôt dans de vastes plaines intérieures, tantôt entre des plateaux gréseux ou doléritiques. Leurs lits présentent donc des aspects très variables.* Les longs biefs correspondent à la traversée de roches peu résistantes, grès friable, grès à plaquettes ou pélites ; ils sont séparés par des seuils de roches dures. Les cours d'eau s'étalent sur les dalles de grès quartzite ou sur les sills de dollérite, se divisent en de nombreux chenaux, puis se déversent par-dessus l'obstacle. Ils suivent parfois des diaclases qui leur impriment un tracé très coudé.

Le ***Bafing*** reçoit sur sa droite le Balé à la frontière de la Guinée et du Mali et se dirige vers le Nord. Il franchit un *grand seuil* à 2,5 km en amont de Bindougou (pl. IX) ; constitué d'une dolérite massive à cristaux fins, ce seuil est taraudé par une multitude de petites marmites ; leurs parois se sont souvent recoupées[2]. La rivière traverse encore plusieurs seuils de dolérite ou de cornéenne en aval de Bindougou, puis elle présente un *bief* s'allongeant sur une trentaine de kilomètres, façonné dans des grès tendres. Les terrains sablo-argileux du premier remblai bordent le lit mineur.

En aval de Bafing Makana, le Bafing coule dans une succession de petites plaines ; des seuils peu importants, formés de grès, apparaissent localement, tel celui de Diba. Ensuite la rivière s'encaisse dans des plateaux, prenant une direction E-W (fig. 122). Elle franchit alors une série de seuils, dont un des plus importants est celui de Manantali. Après ces défilés, le Bafing reprend la direction S-N. Il coule dans une vaste plaine, où pointent quelques inselbergs de grès, et dessine de grandes boucles ; la terrasse du premier remblai s'étend de part et d'autre de son lit.

Le ***Bakoy*** est bordé par le moyen glacis après son entrée dans le Plateau Mandingue (fig. 148 b). Il reçoit deux affluents, le Djinnko sur sa gauche et le Kokoro sur sa droite. La rivière coule ensuite dans une plaine en traçant de nombreuses sinuosités ; la pente de son profil en long est faible dans ce secteur (fig. 170). Au niveau de Kita et jusqu'à Toukoto le Bakoy traverse une région plus accidentée où se succèdent les plateaux et les inselbergs de grès. Il suit alors le *réseau de grandes diaclases* à directions orthogonales, SW-NE et SE-NW, formant des coudes brusques ; la largeur de son lit y est très variable (fig. 149).

La terrasse du premier remblai domine nettement le lit majeur de la rivière à Toukoto.

1. N., 1958 b.
2. P. Michel, 1962 b.

Ses terrains sableux, rubéfiés par les oxydes de fer, atteignent une épaisseur de 15 m ; le ravinement y a détaché des petites buttes aux flancs escarpés (fig. 110 c). A 10 km en aval de cette petite ville se situe la confluence avec le *Baoulé*, dont le cours très allongé présente de nombreuses sinuosités (pl. I) ; nous avons vu que le cours supérieur était longtemps endoréique, puis il a été capturé par un affluent du Bakoy, probablement après l'aride de l'Ogolien[1].

Grossi de ces apports, le Bakoy se dirige ensuite vers l'Ouest–Nord-Ouest. Il traverse un épais banc de grès quartzeux blancs, compacts, aux *chutes de Billy* en amont de Fangala (fig. 122) ; elles ont une hauteur d'une dizaine de mètres. La roche, couverte d'une patine noire ferromanganésique, est trouée de grandes marmites, défoncées par le courant[2]. La rivière a ainsi creusé des chenaux partiellement souterrains, qui canalisent son débit de basses eaux. Vers l'aval, sa vallée se resserre entre les plateaux gréseux au Sud et le massif doléritique au Nord (fig. 122). Le Bakoy franchit encore quelques petits seuils avant Bafoulabé.

Le ***Sénégal*** entaille les grès infracambriens entre Bafoulabé et Dinguira Logo au lieu de couler plus à l'Est dans la plaine déblayée au pied du massif doléritique par érosion des pélites cambriennes (fig. 150 A). Son cours est donc nettement *surimposé ;* il s'est établi sur la surface d'aplanissement éocène[3]. Sa vallée se rétrécit par endroits en un véritable cañon, notamment près de Galougo (fig. 122). Le fleuve se déverse ensuite par-dessus un épais banc de grès quartzite aux *chutes de Gouina*, hautes d'une quinzaine de mètres. La roche, très dure et massive, a été polie par l'eau.

En aval de Dinguira Logo, le Sénégal coule au milieu d'une plaine façonnée dans les pélites du Cambrien (fig. 151) ; la terrasse du premier remblai s'étale de part et d'autre du lit (fig. 122). Puis il franchit un nouveau banc de grès infracambriens aux *chutes de Félou*. Ces grès forment une grande dalle unie, sans diaclases[4]. Une épaisse patine ferromanganésique protège les grès qui sont relativement friables. Lorsque le courant de la crue a percé la patine, il creuse de grandes marmites[5] ; c'est pourquoi le banc gréseux est criblé d'une multitude de marmites, larges de plusieurs mètres et profondes de 1 à 3 m. Leur recoupement a permis la formation de chenaux qui strient le banc de grès ; ils apparaissent au cours de la décrue. Après Médine, le Sénégal se faufile entre les derniers reliefs gréseux pour déboucher dans la plaine de Kayes.

3. LES PAYS DE LA FALÉMÉ ET DE LA MOYENNE GAMBIE

Des régions déprimées s'étendent à l'Ouest de la « falaise » de Tambaoura (pl. VI). Les formations du socle birrimien et les séries plissées et métamorphiques du Paléozoïque y affleurent (pl. II). Elles sont composées surtout de roches plus ou moins tendres qui ont été largement déblayées par érosion différentielle au cours des phases de creusement post-éocène (fig. 76). *Des reliefs résiduels, petits massifs ou inselbergs, se dressent au-dessus du paysage de glacis façonnés au cours du Quaternaire ancien et moyen.* Ces glacis s'étagent souvent en plusieurs niveaux : les haut et moyen glacis, couverts d'une cuirasse ferrugineuse, prédominent dans les régions méridionales ; le bas glacis, non cuirassé, s'étend vers le Nord. Un réseau hydrographique souvent dense et bien hiérarchisé sillonne ces pays déprimés.

a. Les petits massifs et les inselbergs

Ces reliefs n'occupent que 9 % environ de la surface totale[6], mais ils jouent un rôle important dans la géomorphologie. Ils s'élèvent à 400-500 m au Sud de la Gambie, mais

1. Cf. 5e partie, chap. II, A 1 a.
2. P. MICHEL, 1962 b.
3. Cf. 3e partie, chap. I, C 2 b.
4. J. TRICART, 1954 a.
5. Le mot félou signifie calebasse : c'est un fruit qui, vidé et séché, sert de récipient ; il a la forme d'une marmite.
6. Selon A. CHAUVEL, 1967.

n'atteignent plus que 300-350 m vers le Nord-Ouest. Ces hauteurs sont constituées principalement de métabasites de la série volcano-sédimentaire du Birrimien et de dolérites intrapaléozoïques[1]. Elles portent souvent de *petits lambeaux des cuirasses latéritiques de la surface éocène et du relief intermédiaire* (fig. 153) ; ces derniers se situent à un niveau légèrement plus bas et ont généralement une pente plus marquée (fig. 76).

Deux types se distinguent parmi ces reliefs :

— *Les plateaux déchiquetés en lanières et les grandes buttes à sommet tabulaire* (fig. 66). Ils sont coiffés par la cuirasse de la surface éocène, souvent très démantelée par désagrégation mécanique. Elle se termine quelquefois par des corniches de plusieurs mètres puisque l'induration est plus profonde sur les rebords de ces plateaux et buttes tabulaires (fig. 67 B).

— *Les collines arrondies et les crêtes* (fig. 55 c). Le revêtement latéritique de la surface éocène ou du relief intermédiaire a été complètement érodé. La roche saine affleure souvent au sommet de ces inselbergs où elle se fragmente en gros blocs ou en dalles ; ailleurs elle est couverte d'éluvions peu épaisses. Ainsi se présentent les buttes de métabasites qui cernent le granite posttectonique de Tinkoto (fig. 87).

Les *versants* de ces collines, crêtes et plateaux sont généralement assez raides, avec des pentes de 35 à 40°. Ils présentent une forme rectiligne, devenant concave vers la base. Des corniches de dolérite apparaissent localement. Les flancs des reliefs de métabasites et de schistes sont striés de ravins profonds ; vus d'avion, ils prennent parfois l'aspect d'une grande draperie froissée. Les versants des hauteurs de dolérites ou de métabasites sont jonchés d'éboulis de taille variable, mis en place surtout au cours de la période sèche de l'Ogolien[2] ; ils semblent fixés maintenant. Les blocs éboulés de dolérites ont recouvert les schistes birrimiens sous-jacents (fig. 62).

Ces reliefs résiduels s'égrènent souvent en chapelets selon les directions tectoniques majeures. Les principaux sont ceux de la grande boucle de la Gambie à l'Ouest de Kédougou, qui se continuent vers le Nord–Nord-Est jusqu'au-delà de la moyenne Falémé, et les Monts Bassari situés plus à l'Ouest (Pl. I).

*Les **reliefs de la boucle de la Gambie** se groupent en trois ensembles* (fig. 153). Au Sud le massif de Ndébou et celui de Bandafassi, beaucoup plus petit. Ils sont constitués d'épais sills de dolérite. Leur point culminant porte un lambeau du revêtement latéritique de la surface éocène ; en contrebas subsistent plusieurs fragments de la cuirasse du relief intermédiaire. Au centre s'élève le plateau tabulaire de Lakanta, formé d'un lambeau plus grand de la cuirasse éocène coiffant un épais sill de dolérite ; des buttes et des crêtes l'entourent. Près du sommet de la boucle se dresse le massif de Bafoundou, taillé dans les métabasites birrimiens ; un petit lambeau du revêtement latéritique éocène couvre le plateau central dont le sommet se situe à 445 m.

Des reliefs résiduels s'étirent entre la Gambie et la Falémé. Ils sont tous modelés dans les métabasites birrimiens. Le principal est le massif de Sadobala, à l'Ouest de Kossanto (pl. VI), qui conserve quelques restes de la surface éocène et du relief intermédiaire (fig. 76). *Des buttes isolées se dressent encore entre la Falémé et la « falaise » de Tambaoura ;* la plus importante est le Finnba Kourou, coiffé d'un petit fragment de la cuirasse éocène (fig. 150 A).

*Les buttes et les petits plateaux des **Monts Bassari** s'égrènent depuis l'extrémité ouest des contreforts du Fouta Djalon jusqu'au Nord de la Gambie. Ils s'alignent du Sud–Sud-Ouest au Nord–Nord-Est* (pl. VI). Ces reliefs sont taillés dans les schistes à amphiboles et épidotes du Paléozoïque inférieur plissé ; des quartzites apparaissent près de la Gambie. Les formations sont limitées à l'Ouest par une grande faille (fig. 3 B). Dans le secteur méridional s'élèvent les petits plateaux en lanières de Taourou, couverts du revêtement latéritique de la surface éocène (fig. 66) ; leur cuirasse est localement bauxitique[3]. Plusieurs buttes et collines moins

1. J. P. Bassot, 1963 ; cf. 1re partie, chap. I, A 1 et B 4.
2. Cf. 5e partie, chap. I, C 2 a.
3. P. Michel, 1958.

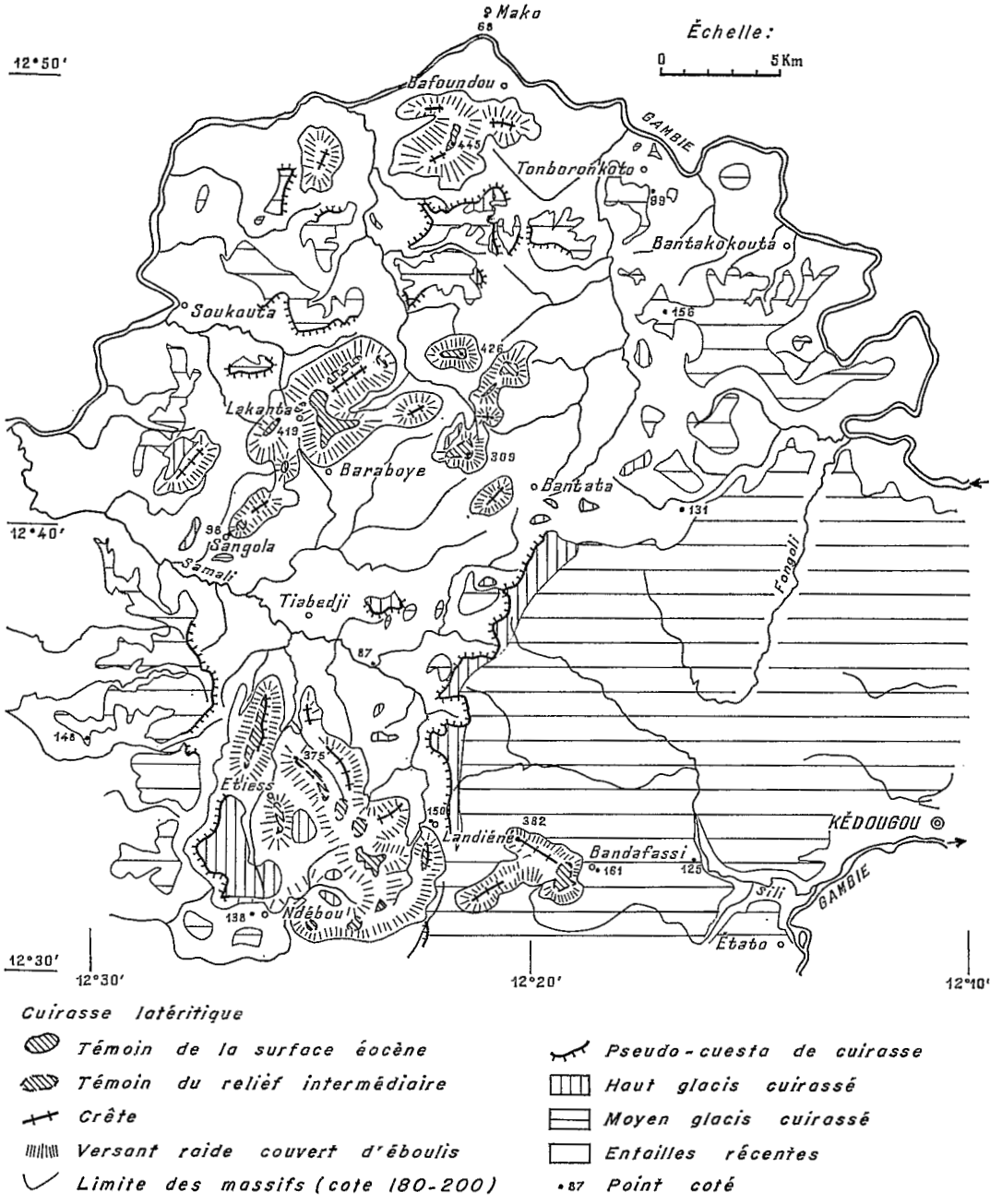


FIG. 153. — Les reliefs de la « boucle » de la Gambie (Sénégal oriental). Massifs résiduels et glacis cuirassés.

élevées dominent les bas pays près de Parakanta, Akoul et Négaré. Des hauteurs entourent le village d'Etiolo. Enfin le relief isolé du Mont Assirik se dresse au Nord de la Gambie (pl. VI). L'altitude de ces buttes et plateaux s'abaisse de 480 à 311 m du Sud au Nord.

Des reliefs formés de grès et grès quartzites ordoviciens ou gothlandiens apparaissent en bordure du bassin du Secondaire-Tertiaire. Le principal est le *plateau du Badiar* à l'Ouest de la Koulountou, près de Koundara (pl. II). C'est un synclinal perché dissymétrique ayant une disposition en amande. Il s'élève à une altitude de 500 m vers le Sud-Est (pl. VI) et se

termine par une corniche verticale de plus de 200 m, très impressionnante. Les affleurements de grès blancs quartzeux forment encore quelques chicots et pitons rocheux de part et d'autre de la Gambie, dans le Parc du Niokolo-Koba[1].

Quelle est l'origine de ces reliefs ? Comme ceux étudiés par G. ROUGERIE (1955) en Côte d'Ivoire et par M. F. THOMAS (1965, 1966) au Nigeria, *ils résultent essentiellement d'une* ***altération différentielle.*** Sur les inselbergs de métabasites birrimiens, les roches sont généralement moins tectonisées que dans les dépressions environnantes[2]. Ces reliefs correspondent dans l'ensemble à des masses de roches peu altérées, de faciès sombre, à plagioclases basiques et pyroxènes dominants (gabbros, dolérites, basaltes). L'eau ruisselle sur les flancs de ces hauteurs ; donc l'altération chimique n'y a guère eu de prise. Par contre, à leur pied, les eaux phréatiques circulent très lentement et imprègnent la roche. Là on observe surtout des faciès vert clair, à plagioclases fortement albitisés, riches en chlorites et épidotes[3] ; ces formations déjà plus altérées ont été surtout cartographiées comme des andésites sur les cartes géologiques au 1/200 000. Enfin les faciès pélitiques, résultant d'une transformation de second degré des roches éruptives[4], apparaissent dans les parties les plus basses du modelé.

Les sills de dolérites intrapaléozoïques et les bancs de grès quartzeux ou quartzites ordoviciens-gothlandiens sont aussi restés en relief grâce à une altération différentielle. Ils ont été dégagés des pélites et des grès feldspathiques tendres du Cambrien moyen et supérieur. L'érosion des altérites et des roches tendres s'est surtout produite lors des soulèvements épeirogéniques au cours du Tertiaire ; elle s'est poursuivie pendant le Quaternaire par la formation de glacis au cours des périodes sèches.

b. Les paysages de glacis

Ils s'étendent à perte de vue, couvrant près de 70 % de la surface totale[5]. Mais leur aspect se modifie parfois d'un secteur à l'autre : tantôt une surface plane et dénudée, couverte d'une cuirasse ferrugineuse, se déroule sur plusieurs kilomètres, tantôt des buttes cuirassées, tabulaires et allongées, dominent des dépressions.

Les haut et moyen glacis occupent de vastes superficies. Nous avons montré par l'étude détaillée de plusieurs séries de coupes[6] que leurs cuirasses, *sensu lato*, recouvrent des altérites plus ou moins épaisses (fig. 154). *Les cuirasses sont uniquement ferrugineuses et présentent souvent une texture conglomératique ou gravillonnaire*, englobant du matériel qui provient de la destruction de cuirasses plus anciennes. La surface légèrement déclive de ces bas bowé est jonchée de gravillons ferrugineux, mélangés à quelques blocs de cuirasse et à des limons argileux gris déposés par le ruissellement ; des colonies de termitières « champignons » s'y développent par place. Un maigre tapis herbacé apparaît après les premières pluies, mais il est brûlé par les feux de brousse au cours de la saison sèche ; par contre, une végétation arborée, souvent touffue, s'est installée sur le rebord des glacis où suintent les eaux infiltrées dans la cuirasse (fig. 38 b).

Le ***haut glacis*** *a été fragmenté par les entailles du chevelu hydrographique.* Ses lambeaux se présentent maintenant comme des plateaux plus ou moins festonnés, dominant les glacis plus récents ou les vallées alluviales. Leur cuirasse a subi une certaine ablation et la carapace, moins indurée, y apparaît parfois[7]. Des témoins du haut glacis s'élèvent à proximité de la Falémé, notamment en amont de Satadougou (fig. 91) et près de Gourbassi (fig. 92) sur les roches du socle birrimien. De nombreux lambeaux subsistent dans le bassin de la Diarha sur les pélites à jaspes et cinérites du Cambrien[8]. Le haut glacis est encore conservé vers

1. P. MICHEL, 1970 b.
2. Observation de J. GRAVESTEIJN, 1962.
3. J. WACKERMANN, 1967.
4. Cf. 2e partie, chap. I, B 1 a.
5. D'après A. CHAUVEL, 1967.
6. Cf. 4e partie, chap. I, A 1.
7. Cf. 2e partie, chap. II, B 3.
8. P. MICHEL, 1963 b.

l'Ouest, à proximité des grès du Continental terminal, où il couvre des roches très variées (fig. 154).

*Le **moyen glacis** est beaucoup plus étendu que le haut glacis. Sa cuirasse est généralement épaisse ; elle a été nourrie par le lessivage oblique des hydroxydes de fer.* Elle s'incline légèrement vers les petits cours d'eau ; ceux-ci n'ont pas toujours réussi à l'entailler. Le moyen glacis s'étale largement entre le massif résiduel de Ndébou et Kédougou, où il recoupe les schistes birrimiens (fig. 153) ; sa surface s'abaisse de 200 à 120 m sur une distance de 18 km, présentant une très faible pente vers la vallée de la Gambie. Il occupe une partie du bassin inférieur du Tiokoye dans les pélites et les grès du Cambrien. Ce glacis s'étend sur de vastes surfaces à l'Ouest des Monts Bassari (fig. 66), masquant la grande faille entre les formations métamorphiques et les grès feldspathiques de la plaine de Youkounkoun. Il est encore largement

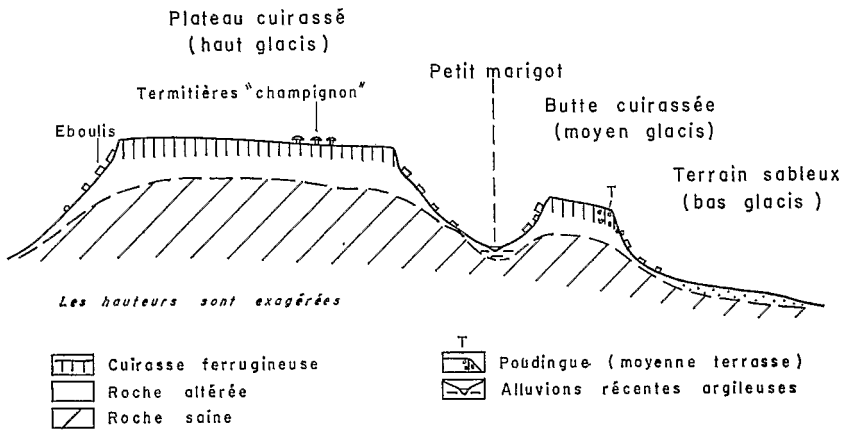


FIG. 154. — Coupe schématique d'un interfluve dans le secteur de Niokolo-Koba.

représenté au Nord de la Gambie. A Tinkoto il s'est formé sur le petit massif de granite post-tectonique par suite des apports d'oxydes de fer venant des inselbergs de métabasites par l'intermédiaire du haut glacis (fig. 87 à 89). Le moyen glacis apparaît aussi de part et d'autre de la montagne de Ouassa à la fois sur les granites et les métabasites (fig. 85-86). Il subsiste encore plus au Nord, dans la région de Dalafi, sur la ligne de partage des eaux de la Falémé et des affluents de droite de la Gambie.

Ces glacis cuirassés, qui s'étagent par endroits, ne se raccordent que rarement aux reliefs résiduels. *Une dépression allongée ou circulaire* les sépare le plus souvent et forme une gouttière. Elle a été creusée au contact de l'inselberg et du glacis, c'est-à-dire à l'endroit où la cuirasse s'amincissait alors que les altérites y étaient plus épaisses (fig. 55 c). Les tables ferrugineuses se terminent maintenant en pseudo-cuesta au-dessus de ces dépressions périphériques au fond desquelles affleure par place la roche saine ou peu altérée.

*Les dépressions ont été souvent élargies par la formation du **bas glacis.*** Ses terrains sont sableux ou argileux et contiennent des débris de cuirasse et des gravillons ; une carapace ferrugineuse a pu se former à faible profondeur, mais le glacis n'est pas cuirassé. Les altérites et les colluvions sont généralement peu épaisses. Les chicots de roches plus résistantes apparaissent par-ci par-là[1]. Ce dernier glacis s'est développé dans la région de Kossanto où il recoupe des schistes birrimiens lardés de filons de quartz. Il s'étend de plus en plus largement dans les régions septentrionales de part et d'autre de la basse Falémé.

*Ce modelé de glacis étagés caractérise surtout les régions schisteuses et gréseuses. En **pays granitique** la topographie est souvent beaucoup plus ondulée.* Les cuirasses des haut et moyen

1. E. ACKERMANN, 1962, les a appelés « Büssersteine ».

glacis y étaient à la fois plus minces et moins compactes. Elles ont donc pu se fragmenter aisément. Par suite de la disparition du revêtement protecteur, *les anciens glacis ont été disséqués par le chevelu des petits marigots.* La topographie présente maintenant une succession de croupes surbaissées, au sommet aplati, dont l'altitude relative ne dépasse guère une dizaine de mètres. Un mince niveau induré s'est formé par place sur leurs flancs ; les oxydes de fer se sont précipités dans les colluvions et dans l'arène *in situ*[1]. Ce paysage apparaît notamment sur le grand batholite de granites syncinématiques birrimiens de Saraya (fig. 46).

c. Les entailles du réseau hydrographique

De nombreux cours d'eau sillonnent ces terrains généralement imperméables du socle birrimien et des formations paléozoïques plissées et métamorphiques. *Le réseau est à la fois très ramifié et bien hiérarchisé.* Les marigots rejoignent les petites rivières qui aboutissent aux grands collecteurs, la Gambie, la Falémé et leurs principaux affluents.

Les marigots suivent souvent les directions tectoniques générales[2]. Par contre les grandes rivières comme la Falémé les recoupent obliquement. *La Gambie est nettement surimposée.* Elle coule vers le Nord-Ouest, en suivant la pente de la surface d'aplanissement éocène qui s'abaissait dans cette direction (pl. VI). Mais lors de l'entaille au cours du soulèvement épeirogénique post-éocène, le fleuve s'est heurté aux reliefs de dolérites et de métabasites. Pour les contourner, il a décrit la grande boucle de Kédougou, utilisant peut-être un réseau de vieilles fractures. Son cours dessine maintenant des sinuosités. La Gambie reçoit sur sa gauche une série de petits cours d'eau qui dévalent des reliefs résiduels (fig. 153) ; leurs entailles ont morcelé les glacis cuirassés en petits fragments. Le fleuve recoupe ensuite les bandes successives de formations plissées et métamorphiques du Paléozoïque, traversant les Monts Bassari.

Les branches maîtresses de ce réseau n'ont guère changé d'emplacement depuis le Quaternaire ancien d'après leur système de ***terrasses étagées.*** Des lambeaux de la *moyenne terrasse* subsistent à proximité des lits actuels de la Gambie, de la Falémé et de certains de leurs affluents[3] ; ils sont très importants aux environs de Kédougou (fig. 96 et 110 a). Leur poudingue de galets de quartz et de grès quartzite à ciment ferrugineux indique une grande compétence des cours d'eau[4]. Des témoins de la *basse terrasse* graveleuse, encore plus nombreux, jalonnent les bords de leur vallée alluviale (fig. 155). Le niveau des *graviers sous berge* apparaît dans le lit mineur des grandes et petites rivières en de nombreux endroits lors des basses eaux[5] ; des lambeaux de ce poudingue forment parfois des îlots. Ces alluvions grossières, cimentées par les oxydes de fer, sont recouvertes par les dépôts sablo-argileux du *premier remblai* (fig. 110), mis en place au cours de la période sèche de l'Ogolien. Des termitières cathédrales, hautes de plusieurs mètres, se sont édifiées sur ces terrains de matériel meuble épais.

*La **Gambie** est presque partout bordée par la terrasse du premier remblai.* La hauteur de ses berges atteint souvent 8 à 10 m. La vallée s'élargit vers Ba Foula Bé, où se trouve le confluent du Niokolo-Koba. Des cuvettes argileuses, inondées par la crue annuelle, s'étendent à l'arrière de la terrasse du premier remblai ou de levées plus récentes (fig. 155). Des niveaux de roches dures forment une série de *seuils* dans le lit mineur ; celui de Wouroli, constitué surtout de jaspes, est le plus important. De grands *bancs de galets* émergent pendant les basses eaux à proximité des affleurements de graviers sous berge. Ceux du gué de Ba Foula Bé ont une longueur de plusieurs centaines de mètres pour une largeur de 50 à 100 m.

*La **Falémé** traverse les différentes formations du socle du Sud–Sud-Est au Nord–Nord-Ouest.* Puis la rivière prend une direction S-N à partir de Sansandé ; elle coule alors dans les *pélites plissées du Cambrien* (fig. 156 B). Son cours inférieur ne se serait fixé définitivement

1. P. Michel, 1960 d.
2. J. Gravesteijn, 1965.
3. Cf. 4e partie, chap. I, B 1 c.
4. P. Michel, 1959 a.
5. Cf. 5e partie, chap. I, A 2 et 3 a.

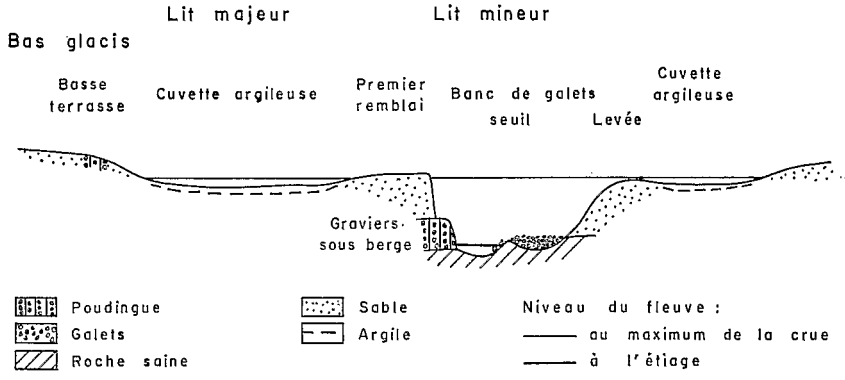


FIG. 155. — Coupe de la vallée de la Gambie à Bafoulabé (confluent du Niokolo-Koba).

qu'au début du Quaternaire. Les grès du Boundou ont été dégagés par érosion différentielle, formant une série de hauteurs alignées N-S ; elles dominent le bas glacis qui recoupe les pélites. Plus à l'Ouest, les grès du Continental terminal, recouverts d'une cuirasse ferrugineuse, se terminent par une petite cuesta que l'on suit jusque dans la région de Bakel (fig. 156 A). Elle forme la ligne de partage des eaux entre la basse Falémé et le Niéri-Ko, affluent de la Gambie. La Falémé est *aussi bordée par la terrasse du premier remblai*, très étendue et très épaisse le long de son cours inférieur (fig. 165). Elle présente un lit souvent hérissé de chaos de blocs qui coïncident avec des faciès plus résistants à l'intérieur de la série des schistes ou à des affleurements de métabasites. Ces *seuils* peuvent être anciens. Fossilisés par le premier remblai, ils ont été exhumés surtout par la reprise d'érosion au cours des derniers millénaires. Les barres rocheuses arrêtent les graviers et sables transportés par la rivière.

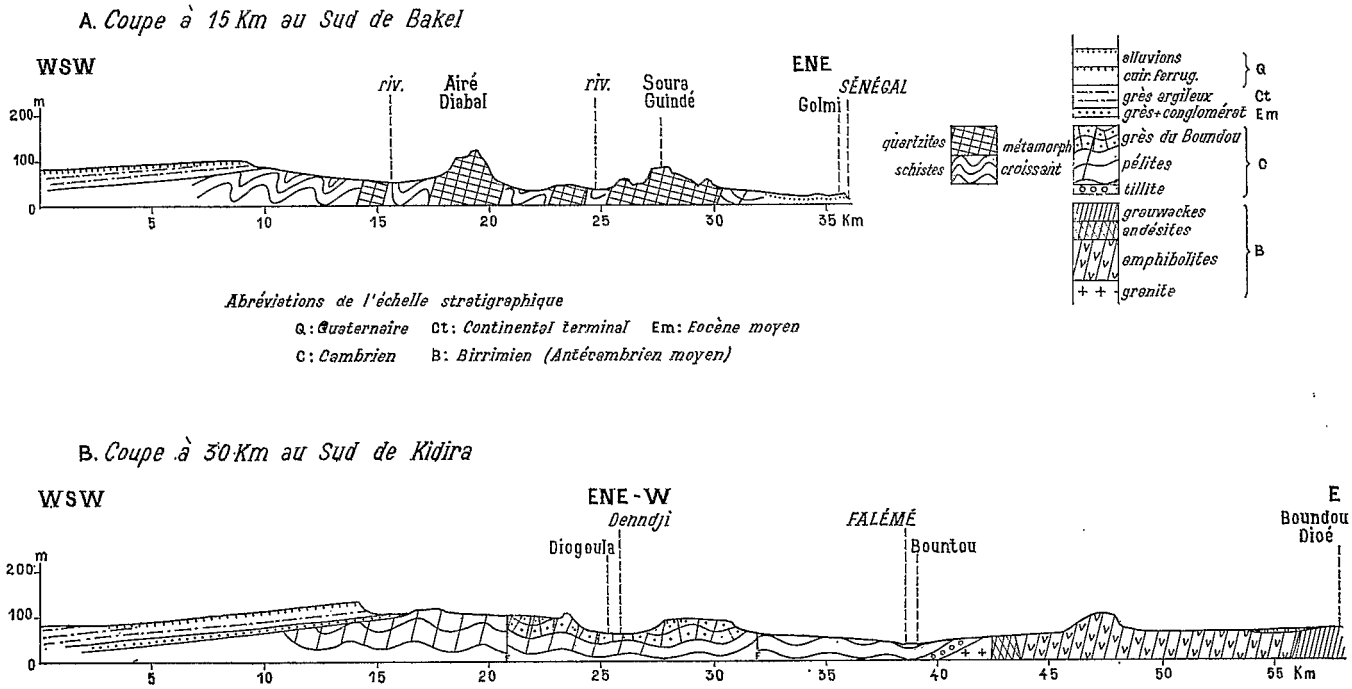


FIG. 156. — Structure et modelé de la région de Bakel et de la basse Falémé, au contact des sédiments du Tertiaire avec le Paléozoïque plissé et le socle birrimien.

4. PLAINES ET PLATEAUX DU NORD

De vastes surfaces planes s'étalent dans la ***région de Kayes*** *au pied des derniers reliefs du Plateau Mandingue septentrional.* Elles descendent, par une pente insensible, de 80 m jusqu'à 35 m en bordure de la vallée du Sénégal. Cet immense *bas glacis* recoupe la formation de tillite de la base du Cambrien inférieur, qui se désagrège aisément[1] ; ses terrains sont généralement argileux. Les alluvions sablo-argileuses du *premier remblai* atteignent une largeur de 8 à 10 km dans les environs de Kayes (fig. 124). Elles fossilisent souvent l'extrémité du bas glacis. Le fleuve les a entaillées en terrasse s'élevant à 10-15 m au-dessus de ses berges actuelles.

Ces surfaces planes du bas glacis s'étendent largement au Nord et Nord-Ouest de Kayes, où elles recoupent les schistes et les granites syncinématiques d'une fenêtre du socle birrimien (pl. II). Le chevelu de petits marigots y est particulièrement dense. Ces terrains plats sont dominés à l'Est par l'escarpement de Beredji Kourou (ou Koulou), constitué de grès quartzites infracambriens[2], qui termine les plateaux de l'Afollé vers le Sud-Ouest. Cette cuesta, haute de 80 à 150 m, est festonnée par les entailles de ruisseaux obséquents ; elle s'abaisse du Nord au Sud. Les *plateaux gréseux de l'Afollé* séparent la vallée de la Kolinbiné de celle du Karakoro, qui sont tous les deux des affluents de droite du Sénégal (pl. I).

a. Le modelé des bassins de la Kolinbiné et du Karakoro

Le réseau de la Kolinbiné s'étend entre Nioro-du-Sahel et Kayes. La rivière est formée par la jonction du Wadou et du Térékolé à l'Ouest de Yélimané (pl. VII). *La branche septentrionale, le* ***Wadou,*** descend de l'extrémité nord-est du massif doléritique de Bafoulabé (pl. II). Se dirigeant vers le Nord, il recoupe un petit massif dunaire ogolien, dont les cordons aplatis ont une direction E-W. La rivière coule ensuite vers l'Ouest, puis vers le Sud–Sud-Ouest, dessinant une grande boucle. Elle se traîne au milieu de terrains plats dominés par quelques petits reliefs. Sa vallée sinueuse s'élargit au Djéli Mahé, rempli des dépôts sableux du premier remblai remaniés par le vent (pl. VII) ; des témoins du moyen glacis cuirassé s'élèvent à la bordure sud-ouest. Le Wadou franchit ensuite de grandes dalles de quartzite infracambrien à l'extrémité sud de l'Afollé par des *chutes hautes d'une trentaine de mètres* (fig. 113). Celles-ci n'existent que pendant quelques mois au cours de l'année, puisque la rivière cesse de couler dès le début de la saison sèche ; la mare circulaire de Toya occupe la partie surcreusée du lit au pied des chutes. Cette importante rupture du profil en long marque la limite de l'érosion régressive lors de la grande phase d'entaille au début de la période sèche ogolienne. Le Wadou s'encaisse à l'aval des chutes, ayant creusé un cañon dans les grès à stratifications entrecroisées recouverts du niveau de quartzite (fig. 150 C). Il rejoint le Térékolé à la sortie de la mare allongée du Léhé (pl. VII).

La branche orientale, le ***Térékolé,*** *est un cours d'eau beaucoup plus important.* Il s'est formé au Sud de Nioro-du-Sahel et a profondément entaillé le massif doléritique de Bafoulabé (pl. II). A sa sortie il est bordé par les terrasses des premier et deuxième remblais (pl. VII). De nombreux ruisseaux dévalent le rebord occidental de ce massif et le rejoignent. *Les dépôts sablo-argileux du premier remblai sont très étendus à l'Ouest de Yélimané ;* ils s'étalent sur une largeur de 25 km au niveau de Takoutala[3]. *Le Térékolé a façonné dans ces matériaux meubles une belle vallée alluviale, large de 6 km près de Yaguiné* (fig. 157). Le cours d'eau y a construit de petites levées au cours de la phase humide post-nouakchottienne. Maintenant son lit serpente dans une partie basse de la vallée, longeant sa bordure méridionale. Deux lambeaux du premier remblai s'élèvent au milieu de la vallée alluviale inondée régulièrement par la crue annuelle. De nombreuses cuvettes mal drainées existent entre ces microreliefs ; de petites

1. Cf. 1re partie, chap. I, B 2 a.
2. C. Bense, 1961.
3. P. Michel, 1960 b.

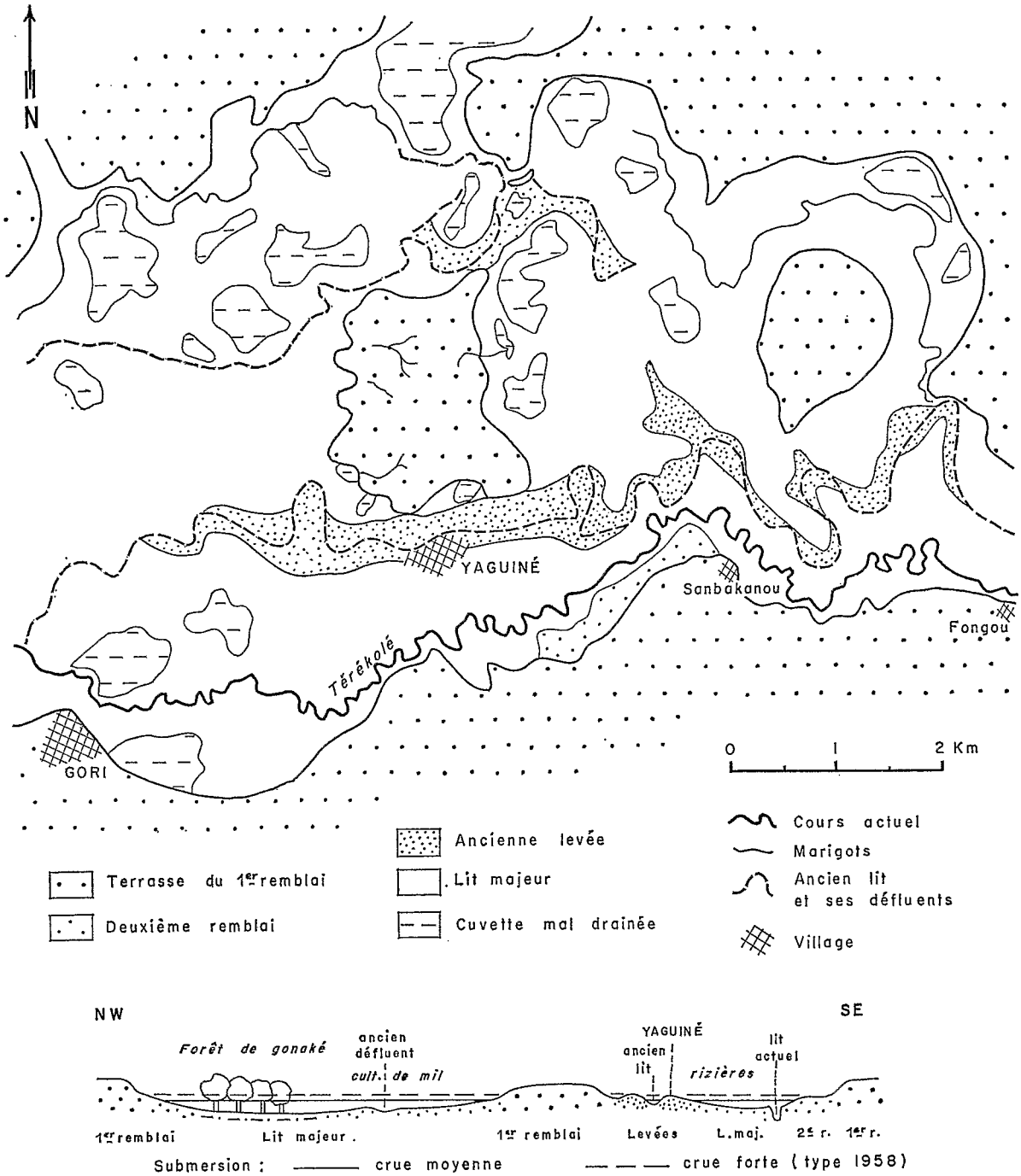


FIG. 157. — La vallée du Térékolé en aval de Yélimané. Croquis géomorphologique et coupe.

forêts de *gonaké (Acacia nilotica)* poussent sur leurs terrains sablo-argileux. La largeur de la vallée se rétrécit vers l'aval.

Après la jonction de ses deux branches, la ***Kolinbiné*** coule vers le Sud-Ouest, puis se dirige vers le Sud. Elle *s'est divisée en d'innombrables bras divagants, qui se déplacent sur les dépôts du permier remblai ;* certaines boucles ont été recoupées. L'ensemble est submergé

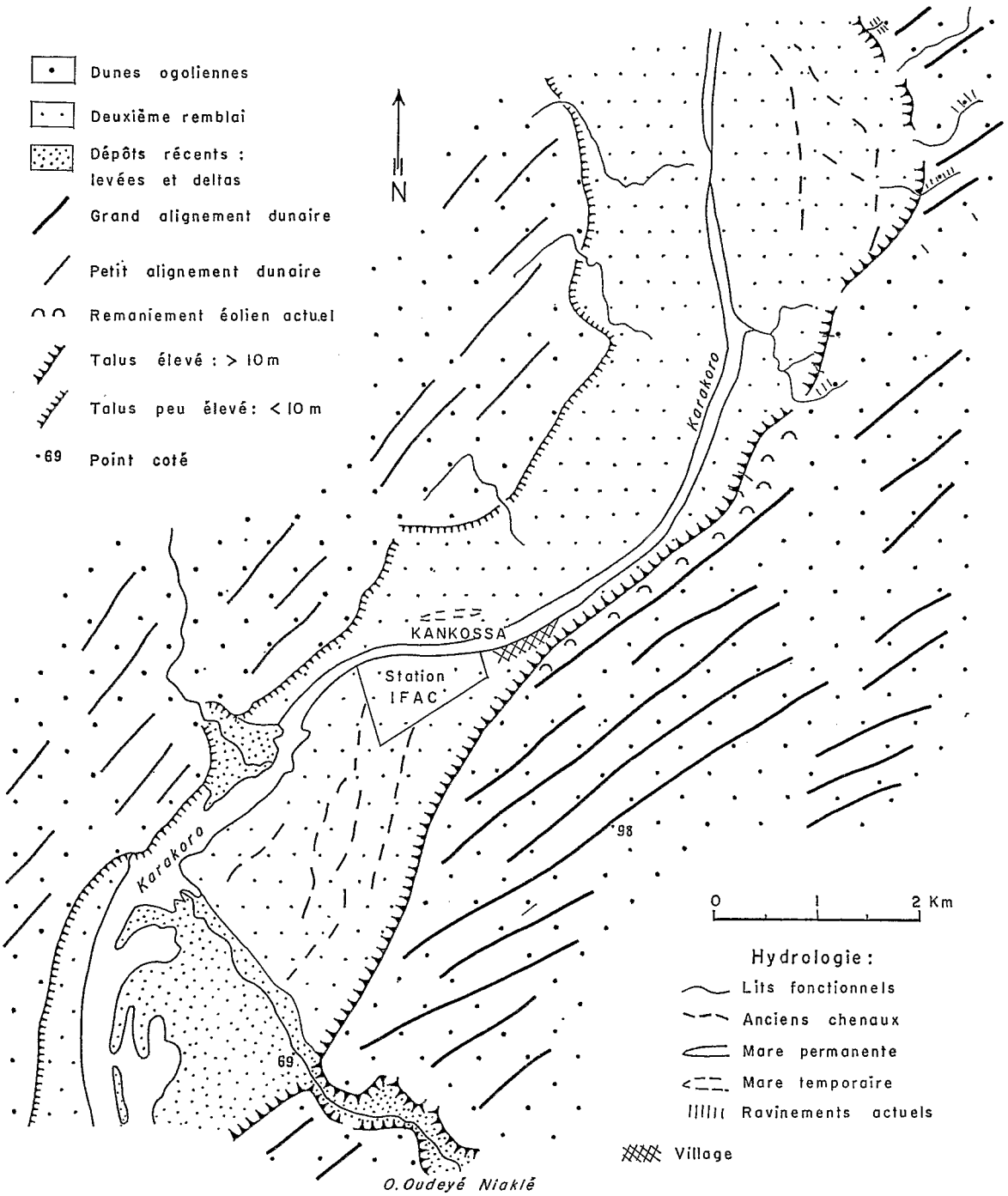


FIG. 158. — La vallée du Karakoro aux environs de Kankossa, entaillant l'erg ogolien.

par la crue formant la « *mare* » *Magui*, d'une longueur de 30 km pour une largeur de 4 à 5 km (pl. I). La rivière reçoit sur sa gauche un grand affluent, le Krigou, qui a aussi entaillé le massif doléritique de Bafoulabé et développé une vallée alluviale à sa sortie, près de Koniakari. La Kolinbiné tourne ensuite vers l'Ouest–Sud-Ouest pour rejoindre le Sénégal, longeant la grande faille qui limite les grès infracambriens au Sud de Kayes (fig. 151). Elle franchit

plusieurs seuils, dont le principal est celui de Kabaté (fig. 113). Il bloque l'érosion régressive qui s'était manifestée à partir de la confluence au cours des derniers millénaires ; cette déficience du creusement actuel explique les nombreuses divagations en amont et la survivance de la « mare » Magui.

Le cours du ***Karakoro*** *est moins complexe.* Il s'est constitué dans la région de Kiffa (pl. I) par la jonction d'oueds venant des plateaux gréseux de l'Afollé et dévalant les pentes de l'Assaba. *La rivière suit un large couloir, orienté NNE-SSW, entre les hauteurs de grès infracambriens de l'Afollé à l'Est et les reliefs abrupts de grès cambro-ordoviciens de l'Assaba à l'Ouest* (fig. 3 A). De Kouroudjel à Leya, au Sud de Bouli, elle coule dans la formation tendre de pélites à intercalations de minces niveaux de jaspes du Cambrien inférieur (fig. 150 B). Les affleurements de « grès à patine chamois » jalonnent la bordure occidentale de la vallée, alors que des blocs de tillite s'éparpillent sur les terrains non ensablés à l'Est de Kankossa. Ces couches successives sont affectées d'un pendage WNW, dont la valeur n'excède pas 10° selon C. Bense (1959 a). Le Karakoro est donc une *rivière subséquente* qui a déblayé au cours du Quaternaire ancien et moyen les formations peu résistantes du Cambrien inférieur.

Un *erg de dunes rouges* s'est édifié dans cette dépression subséquente au cours de la grande phase aride de l'Ogolien (fig. 117). Les cordons dunaires, orientés NE-SW, sont très serrés ; l'écartement moyen de leurs crêtes n'est que de 300 m dans la région de Kankossa (fig. 158). Tout écoulement avait alors cessé. Le Karakoro a recreusé sa vallée au début de la phase humide pré-Néolithique, puis il a remblayé pendant la petite phase sèche, construisant la terrasse sableuse du *deuxième remblai*[1]. L'entaille au cours des derniers millénaires s'est limitée au creusement d'une série de chenaux ou d'un chenal unique, plus profond, occupés après la crue par une série de mares temporaires ou permanentes. Les principaux oueds venant des reliefs de l'Afollé ou de l'Assaba, comme l'oued Oudeyé Niaklé, ont formé des petits deltas en se jetant dans le Karakoro. Ils étaient obligés de traverser le massif de dunes rouges et d'entailler la terrasse du deuxième remblai avant de rejoindre la rivière, ce qui explique leur charge élevée en sable. L'ancien erg se termine au-dessus de la vallée du Karakoro par un talus raide, généralement plus élevé à l'Est qu'à l'Ouest (fig. 158).

Plus au Sud, dans la région de Bouli (pl. I), *le Karakoro a façonné une petite vallée alluviale :* de minces levées sablo-limoneuses isolent des cuvettes aux terres plus argileuses. Son lit majeur est bordé par les terrasses du premier ou du deuxième remblai. De part et d'autre de ces dépôts alluviaux s'étendent des terrains rocailleux ou couverts d'épandages de sable et de gravillons au milieu desquels pointent quelques inselbergs de grès ou de grès quartzite. Ces reliefs sont plus serrés dans le secteur de Boutounguissi, au Sud-Est de Bouli, où ils correspondent à l'affleurement de la série volcano-sédimentaire dans la fenêtre du socle birrimien[2]. La rivière trace d'innombrables petites *sinuosités* avant de rejoindre le Sénégal.

b. Les plateaux de l'Assaba

Allongé N-S sur environ 180 km, l'Assaba apparaît comme une haute barrière de forme tabulaire entre le couloir du Karakoro et les plaines du Gorgol et de l'oued Gharfa (pl. I). *Ce massif est constitué d'une succession de niveaux de pélites et de grès, alternativement durs et tendres, du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien ;* les variations latérales de faciès sont fréquentes. Un niveau de grès quartzites, durs et compacts, coiffe la série sur les plateaux les plus élevés[3]. Ces couches ont été affectées par les mouvements hercyniens, tout comme celles du Tagant auquel l'Assaba se raccorde vers le Nord[4]. En partant de l'Est, elles sont d'abord monoclinales avec un pendage W (fig. 150 B) ; de petits plis apparaissent dans la partie occi-

1. P. Michel, 1960 b.
2. Cf. le rapport de L. Hébrard, *in* C. Blanc, 1960.
3. C. Bense, 1961 ; cf. 1re partie, chap. I, B 2 a.
4. J. Delpy, 1959 a.

dentale du massif. Les roches sont, en outre, très tectonisées par un *réseau dense de fractures et de grandes diaclases*, dont les deux directions dominantes sont WSW-ENE et NNW-SSE.

Ch. TOUPET (1966) a étudié la géomorphologie de ce massif. Ses plateaux les plus élevés atteignent une altitude de 430 m dans la partie nord-est ; le relief s'abaisse vers l'Ouest et aussi vers le Sud. Sa largeur se rétrécit par endroits à 20 km. Le rebord oriental présente une série d'éperons qui se détachent hardiment selon une direction NW-SE alors que le massif est orienté N-S. Ces éperons semblent correspondre à des synclinaux perchés dans des couches faiblement plissées[1]. Le massif a été morcelé à son extrémité sud par le creusement de l'oued Tektaka, affluent de l'oued Gharfa.

Le relief se caractérise par un ***étagement de plateaux*** *qui correspondent aux différents niveaux de grès durs et de grès quartzites.* Mais les couches dures peuvent être tronquées par la surface topographique. Des débris d'une cuirasse ferrugineuse compacte subsistent sur certains plateaux élevés entre les altitudes 320 et 400 m ; ce sont des témoins de la surface éocène (fig. 159). Les plateaux se déroulant en contrebas, vers 200-240 m, sont parfois parsemés de débris de cuirasse et de gravillons ferrugineux. Ce deuxième revêtement a fossilisé la surface pliocène dont l'extension à l'intérieur du massif était limitée.

Les plateaux se terminent par de ***grandes corniches.*** Si les niveaux durs sont moins épais, les versants présentent une succession de corniches plus petites (fig. 159). Les grès quartzites prennent souvent un aspect ruiniforme ; ils se débitent par gros blocs selon le réseau de diaclases. Ces corniches subverticales se dressent au-dessus de versants rectilignes, d'une pente de 30 à 40°, taillés dans les grès plus tendres ou dans les pélites (fig. 43) ; ils sont jonchés d'*éboulis*, souvent de grande taille, et leur base se raccorde par une légère concavité au glacis. Des *cônes sableux* s'accrochent par endroits aux versants. Ils sont formés de sable éolien rubéfié ; leur granulométrie est identique à celle des dunes rouges de la bordure du massif[2]. Ces cônes de sable sont généralement fixés par le tapis végétal, mais des remaniements par le vent peuvent se produire sur leurs parties hautes.

Le massif de l'Assaba a été ***fortement disséqué*** *par les branches supérieures du Gorgol Noir et de l'oued Gharfa.* Ces petits cours d'eau ont exploité surtout le réseau de fractures orientées ENE-WSW. Leurs vallées sont souvent étroites et profondes, limitées par des corniches ; les oueds coulent par endroits dans des gorges, appelées *foum*. L'entaille par le réseau hydrographique a été très forte grâce au creusement actif du Sénégal pendant le Quaternaire. Malgré les vicissitudes climatiques, le réseau est resté exoréique, sauf pendant la phase la plus aride de l'Ogolien, alors que celui du Tagant est devenu endoréique au Quaternaire moyen.

La pente du profil en long de ces oueds est assez élevée[3]. Ils charrient beaucoup de sable qu'ils déposent surtout le long du rebord occidental de l'Assaba où leur pente diminue brusquement. Des mares permanentes, appelées *gueltas*, subsistent en saison sèche dans les surcreusements du lit rocheux au pied des corniches. Les eaux s'infiltrent sur les plateaux dans les grès tectonisés ; elles s'écoulent surtout vers l'Ouest, suivant le pendage général des couches. C'est pourquoi une *ligne de sources* jalonne le rebord occidental de l'Assaba[4]. L'une d'elles alimente la mare de Soufa et donne naissance à l'oued Gharfa (fig. 159) : il longe le plateau gréseux, puis traverse des régions basses.

c. Les plaines de l'oued Gharfa et du Gorgol

Prolongeant celles de la basse Falémé vers le Nord, elles s'étendent dans la région de Sélibabi et dans la région de Mbout, à l'Ouest de l'Assaba (pl. I). Des terrains plats ou légèrement ondulés s'y déroulent à perte de vue ; ils se situent entre les altitudes 30 et 80 m. Des reliefs résiduels pointent au milieu de ces surfaces généralement sableuses.

1. S. DAVEAU, 1963.
2. Ch. TOUPET, 1966, fig. 22.
3. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 a.
4. R. GOUZES, 1962 b.

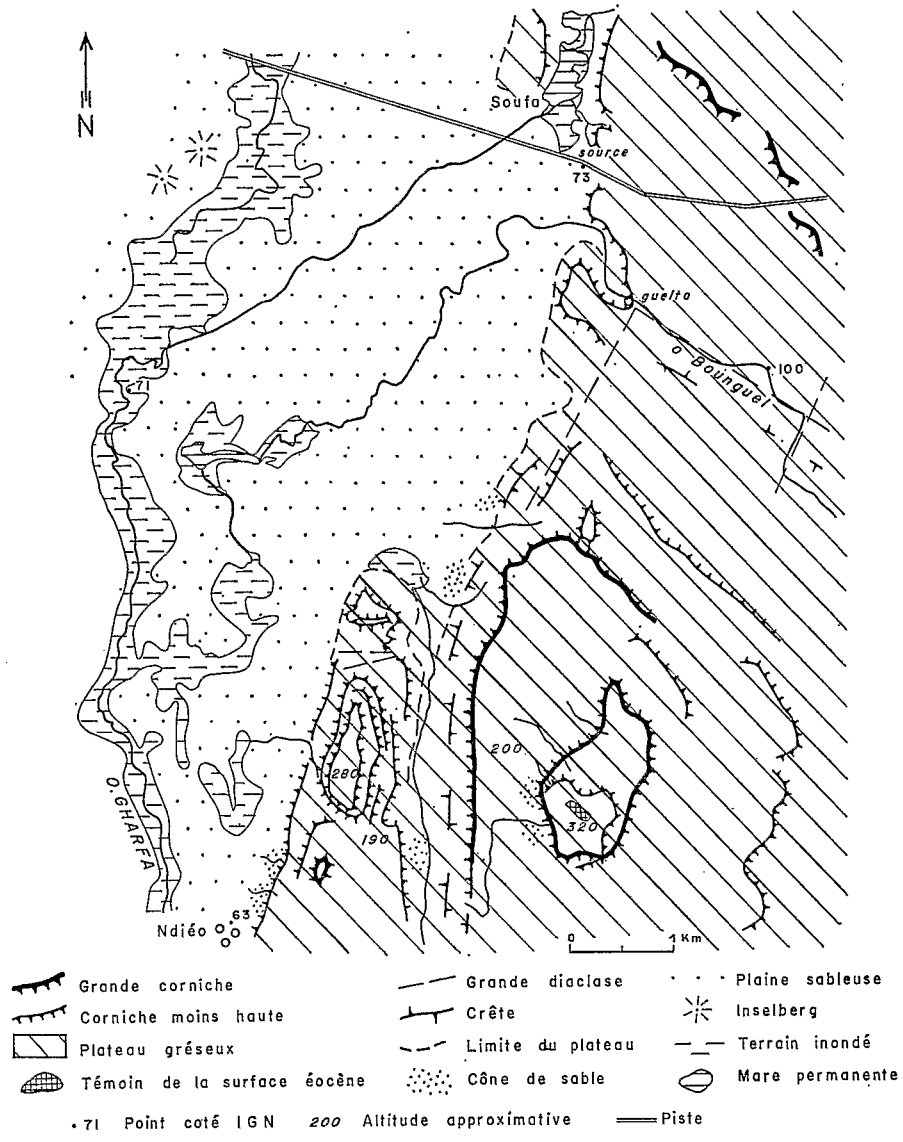


FIG. 159. — Rebord occidental du plateau de l'Assaba au Sud de la passe de Soufa.

Ces régions déprimées correspondent, du point de vue géologique, *aux couches sédimentaires plissées (Falémien) passant vers l'Ouest à des formations faiblement métamorphiques (série de Bakel-Mbout) du Paléozoïque inférieur* (pl. II). Les affleurements rocheux sont très variés : au milieu des schistes, traversés de niveaux de quartzites, des grès et des pélites apparaissent des granites du socle, différentes formations volcano-sédimentaires et un complexe de serpentinites (feuille Sélibabi). La tectonique est souvent complexe, plusieurs mouvements ayant interféré[1]. Ces formations très hétérogènes ont été recoupées par les différentes surfaces d'aplanissements ; elles ont été nivelées en dernier lieu par la surface d'érosion pliocène (fig. 82). Un relief appalachien s'y est développé au cours des phases d'érosion successives pendant le Quaternaire ancien et moyen.

Le relief le plus marquant est celui des ***Monts Oua Oua*** (fig. 160). *Ce sont des crêtes appalachiennes, de direction N-S,* s'alignant depuis le bassin du Gorgol Blanc jusqu'à proximité

1. Cf. 1re partie, chap. I, B 3 a et c.

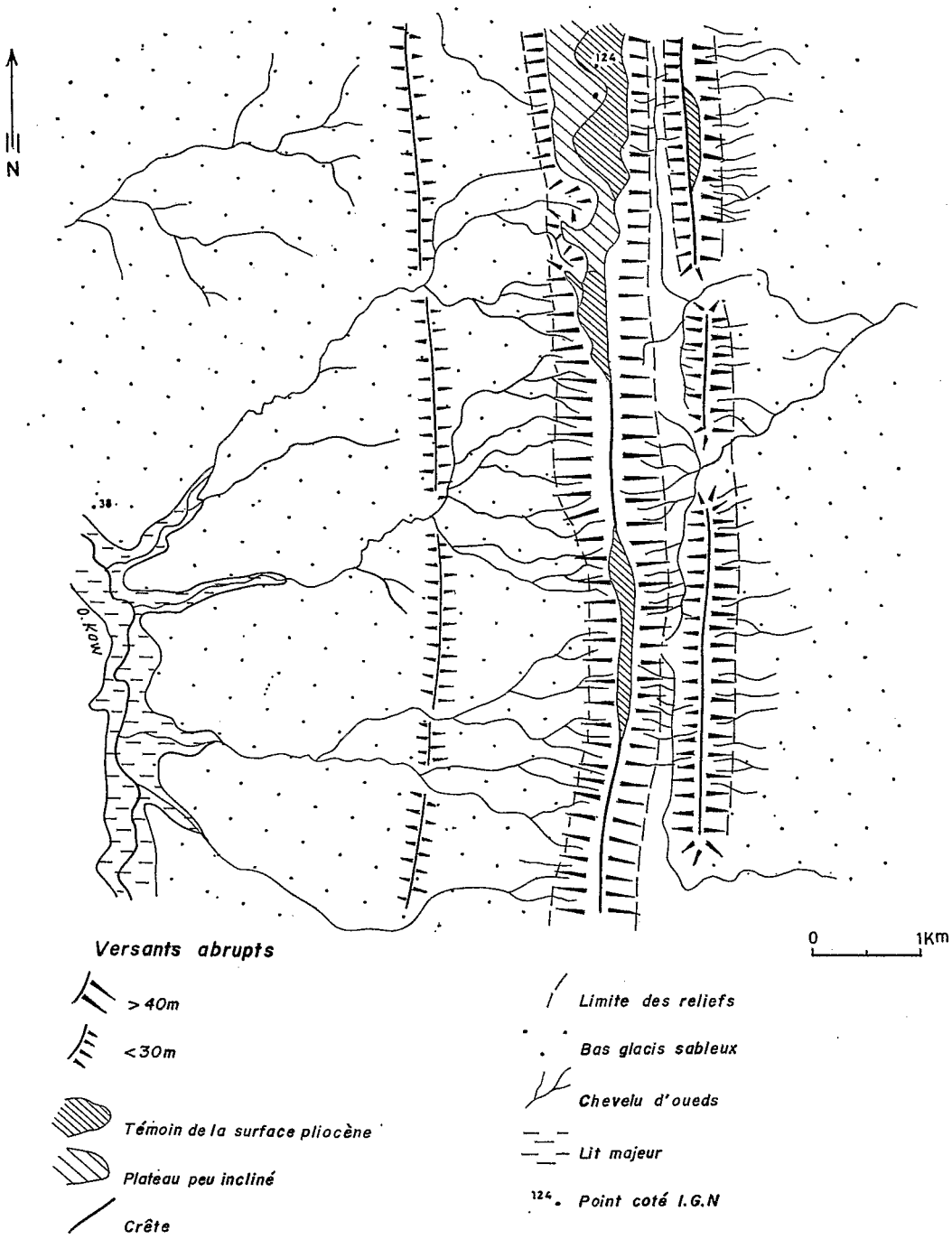


FIG. 160. — Crêtes appalachiennes des Monts Oua Oua à l'Ouest de Mbout (bassin du Gorgol Noir).

de la vallée du Sénégal à l'Est de Maghama (feuille Sélibabi). *Elles sont formées de quartzites* à muscovites et à lits de minéraux lourds, veinés de quartz[1]. Le nombre et l'importance de ces crêtes appalachiennes varient d'un secteur à l'autre. Dans la région de Mbout, la crête

1. R. LILLE, 1969.

du milieu est la plus importante ; elle présente par place un *sommet tabulaire, témoin de la surface pliocène* (fig. 160). Des débris de cuirasse et des gravillons ferrugineux s'y éparpillent. Les versants abrupts sont striés par les entailles d'une série d'oueds élémentaires ; quelques-uns ont creusé davantage, grignotant la surface tabulaire du sommet ; la végétation arborée se concentre dans ces entailles linéaires. Cette crête est flanquée à l'Est d'une deuxième moins large ; une troisième crête, nettement plus petite, s'allonge à l'Ouest. Le sommet de la crête principale s'élève à 124 m ; son altitude relative est de l'ordre de 60 à 70 m.

Plus au Sud, dans la région de Bakel, le relief est beaucoup plus désordonné. De nombreuses *buttes de quartzite*, de hauteur variable, dominent les terrains déprimés (fig. 156 A). Les quartzites très diaclasés se débitent souvent en gros blocs. Dans la partie orientale, entre Sélibabi et le cours supérieur du Gorgol Noir, d'innombrables *inselbergs* s'élèvent au-dessus des plaines rocailleuses ; ils sont très souvent de petite taille (fig. 159). Certains ont un sommet tabulaire. Leurs versants sont généralement rectilignes avec une légère concavité à la base. Dans les environs d'Aniétir, à proximité de l'Assaba, plusieurs buttes sont couvertes d'une cuirasse ferrugineuse : ce sont des fragments de la surface pliocène (fig. 82) ou du haut glacis.

*Le **bas glacis** s'est largement développé dans les formations tendres.* Sa surface plane, à pente généralement très faible, d'environ 1°, recoupe indistinctement des schistes, des pélites, des grès friables, des granites et des amphibolites. *Ses terrains sont souvent sablonneux.* Par endroits ils sont jonchés de graviers de quartz ou de gravillons ferrugineux formant des regs. De gros *filons de quartz* lardent les schistes dans la partie occidentale et se traduisent dans le modelé par l'apparition de croupes surbaissées interrompant la monotonie de la surface plane. La végétation est très clairsemée sur le bas glacis ; de vastes plaques de sol restent dénudées. Mais les arbres se pressent le long des oueds[1].

*Un **réseau dense et hiérarchisé** de petits cours d'eau traverse ces terrains plats du bas glacis.* Ils l'incisent légèrement ; le substratum imperméable se trouve à faible profondeur. Ainsi le chevelu d'oueds élémentaires se regroupe au pied de la principale crête des Monts Oua Oua. Les collecteurs entaillent les crêtes adjacentes, moins hautes, puis rejoignent les oueds plus importants (fig. 160). Ceux-ci serpentent dans des vallées alluviales inondées par les fortes crues. Ils entaillent généralement le deuxième remblai sableux. *Le Gorgol et l'oued Gharfa coulent dans des vallées plus larges.* En contrebas des terrasses sableuses ils ont construit de petites levées post-nouakchottiennes isolant des cuvettes au sol argilo-sableux. Ces grands oueds se divisent souvent en plusieurs bras au tracé sinueux ; ils sapent leur rive concave au cours de leurs crues très brusques ; aussi leurs eaux sont-elles très chargées en sable et limon.

Le Gorgol Noir traverse la principale crête appalachienne par la *petite cluse* de Foum Gleita. Il reçoit plusieurs affluents de direction perpendiculaire. Après la réunion de ses deux branches, le Gorgol a creusé son lit dans les grès de l'Éocène et du Continental terminal pour rejoindre le Sénégal à Kaédi.

5. LES BASSES VALLÉES DU SÉNÉGAL ET DE LA GAMBIE

Les deux fleuves coulaient sur la surface de remblaiement du Pliocène, correspondant au sommet des dépôts gréseux du Continental terminal (fig. 81). Ils ont entaillé progressivement cette formation au cours du Quaternaire ancien et moyen. Le Sénégal a atteint les séries marines de l'Éocène moyen entre Dembakané et Bogué. Il continuait probablement à se diriger vers le Nord-Ouest en aval de Bogué, se jetant dans le golfe tafaritien (fig. 5). Mais à la suite de la subsidence de la région du Delta, il a obliqué vers l'Ouest, prenant son tracé actuel.

Les grands cordons de dunes longitudinales ont barré la vallée du Sénégal au cours de la période aride de l'Ogolien. Le fleuve a recreusé son lit lorsque le climat est redevenu plus humide. Puis au maximum de la dernière transgression, pendant le Nouakchottien, la

1. Cf. 1re partie, chap. II, C 1 a.

mer a occupé les vallées inférieures du Sénégal et de la Gambie, les transformant en d'énormes rias[1]. Les deux fleuves ont ensuite alluvionné. Le Sénégal a construit un puissant système de levées qui se prolonge en aval de Bogué par un delta long de 250 km. Ainsi leurs vallées présentent un certain microrelief. Des sédiments marins et lagunaires s'imbriquent avec les dépôts fluviatiles.

a. La vallée alluviale du Sénégal

Le lit majeur du fleuve s'élargit rapidement à partir de Dembakané où il entre dans les formations du Tertiaire (feuille Sélibabi). *Sa largeur dépasse toujours 10 km et atteint 24 à 25 km à la hauteur de Maghama, de Kaédi et de Podor.* Elle augmente considérablement en aval de Richard-Toll dans la région du Delta, pour mesurer 80 km à l'arrière des dunes littorales (fig. 102). Le fleuve se divise en deux bras entre Saldé et Podor. Mais son lit majeur est sillonné par d'innombrables bras morts et défluents.

Le microrelief de la vallée alluviale est très complexe. Le réseau de ***hautes levées post-nouakchottiennes*** *en constitue le principal élément. Ces anciens bourrelets de berge accompagnent*

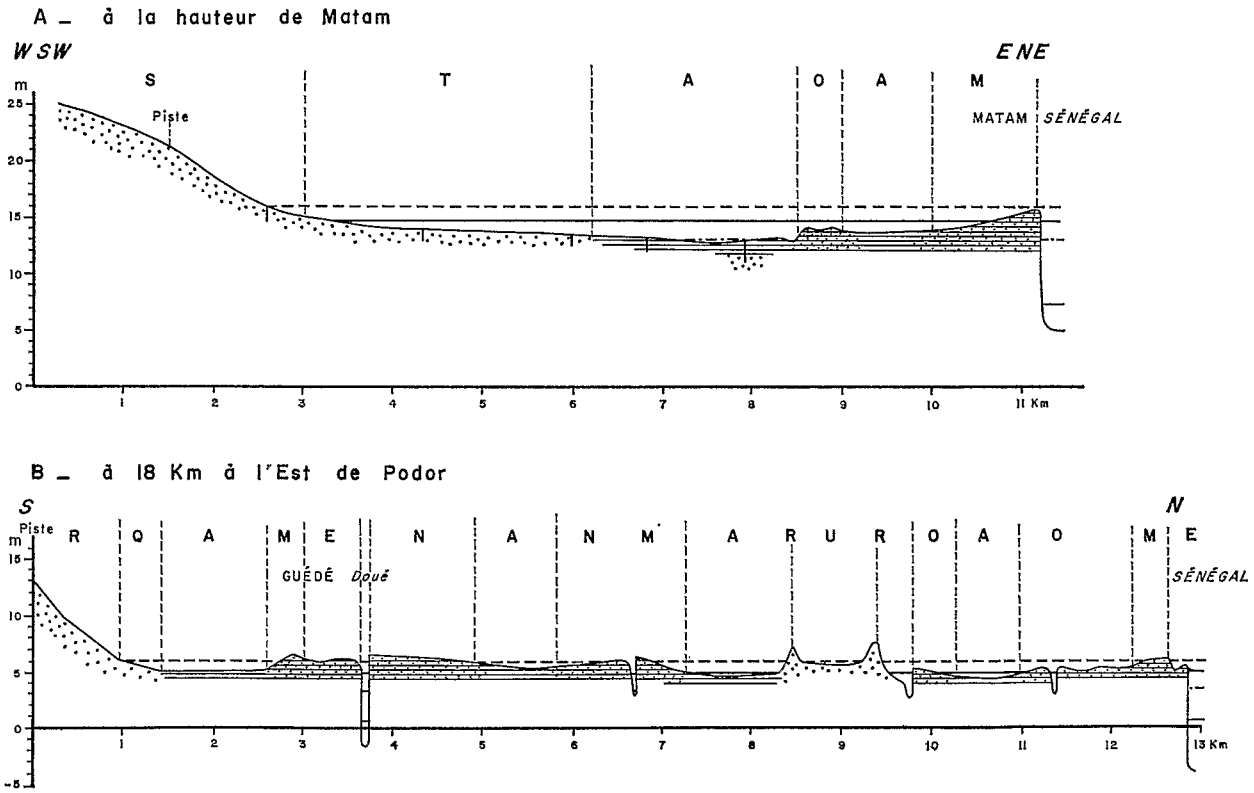


FIG. 161. — Coupes montrant les microreliefs et la submersion de la vallée alluviale du Sénégal (rive gauche).

1. P. MICHEL, 1969.

le fleuve et ses nombreux bras morts (fig. 161). *Ils sont formés de sable fin et limon jaunes bien compactés ; le matériel reste le même depuis Bakel jusqu'à l'extrémité de son ancien delta*[1]. *Les parties hautes de ces levées ne sont plus submergées par les fortes crues.* Des brèches se sont creusées dans ces bourrelets de berge et ont donné naissance à d'innombrables petits défluents. Le matériel transporté au fond de leur lit se déposait dès que le courant ralentissait. C'est ce qui se produisait lorsque les eaux quittaient le chenal pour submerger les parties déprimées du lit majeur. Ainsi s'est formé un *delta de rupture de levée* élémentaire (fig. 162). Lorsque la brèche était large et profonde, une grande quantité d'eau pénétrait dans le petit défluent[2]. Celui-ci s'allongeait progressivement. Des diffluences pouvaient se produire aux endroits où les bourrelets étaient étroits. Le marigot se digitait alors de plus en plus et édifiait un delta très ramifié. Ces deltas adjacents présentent donc des formes très variables et on en trouve de toutes les dimensions. Quand ils sont rapprochés, ils forment souvent un glacis alluvial, tel celui qui flanque les levées post-nouakchottiennes aux alentours de CasCas.

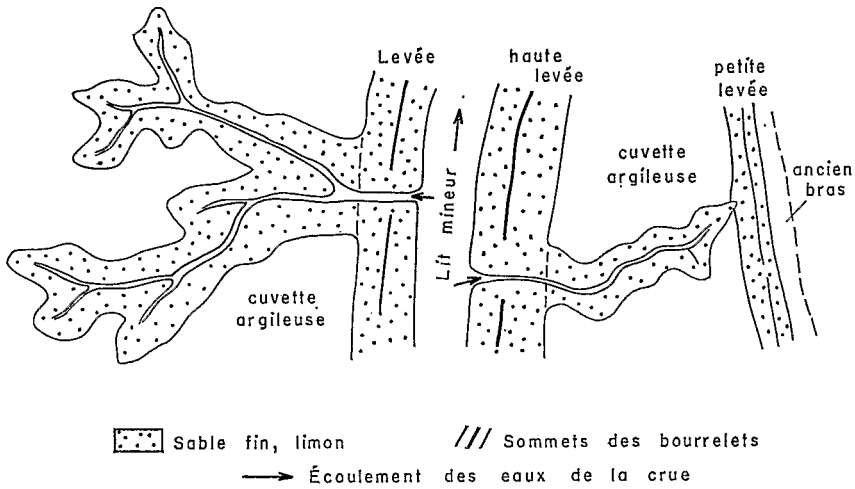


FIG. 162. — Formation d'anciens deltas de rupture de levée dans la vallée du Sénégal.

Ce système de hautes levées fluvio-deltaïques cloisonne le lit majeur. De nombreuses ***cuvettes argileuses*** *s'étalent entre ses ramifications* (fig. 161 A et B). Leur forme et leurs dimensions sont extrêmement variables : certaines n'ont que quelques hectares, d'autres s'étendent sur des superficies de plusieurs dizaines de kilomètres carrés, telles les cuvettes situées entre Kaédi et Oréfondé ou à la hauteur de Podor, de part et d'autre du Sénégal. Les terres argileuses se sont formées par décantation des eaux qui submergent chaque année le lit majeur pendant la crue du fleuve[3]. *Les argiles se sédimentent probablement depuis quatre ou cinq millénaires.* Elles recouvrent directement les sables blancs nouakchottiens dans la basse vallée.

Ces argiles de décantation sont constituées d'un mélange de kaolinite, d'illite et de montmorillonite (tableau 36). Ces éléments fins, transportés en solution, proviennent surtout de l'érosion du premier remblai sablo-argileux dans le haut bassin. Leur composition minéralogique ressemble à celle de la fraction argileuse des formations fluvio-deltaïques post-nouakchottiennes (tableau 35) puisque l'origine du matériel est la même et les dépôts sont en partie contemporains. Les pourcentages d'illite varient le plus. Ce minéral est abondant près de Maghama par suite des apports de l'oued Gharfa ; par contre, les argiles de la région de Saint-

1. Cf. 5e partie, chap. II, C 2 b.
2. P. MICHEL, 1970 c.
3. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 b.

Louis en contiennent peu. L'illite est souvent ouverte, ce qui indique une altération au cours du remaniement.

Tableau 36. — MINÉRAUX DÉTERMINÉS AUX RAYONS X.
Cuvettes argileuses de la vallée du Sénégal.

Le chiffre indique la proportion sur 10.

N° de l'échantillon	Kaolinite	Illite	Montmorillonite
927	4	2	4
978	4	4	2
979	4	3	3
985	2	5	3

Lieux de prélèvement :

927 Région de Saint-Louis. A 1 km à l'Est de Ndiarer. Argile sur dépôt de vase.
978 Entre Dembakané et Maghama, collengal de Diao. 0,90-1,10 m prof.
979 Même région, près de Sagné. En surface.
985 Collengal à l'Ouest de Maghama, berge de l'oued Gharfa. 2 m prof.

Ces terrains argileux compacts ont généralement une couleur brun foncé. Vers les bords des cuvettes ils prennent une teinte brun clair et renferment des éléments siliceux, limon et sable fin. C'est pourquoi les paysans toucouleur distinguent parmi les terres des cuvettes un *hollaldé noir* au centre de la dépression et un *hollaldé blanc* dans la partie périphérique un peu plus élevée (fig. 61). *L'épaisseur du dépôt d'argile diminue aussi vers la périphérie : elle est généralement de 1 à 1,70 m dans la partie centrale et de 0,50 à 1 m près des bordures.*

Voici, à titre d'exemple, la coupe d'un des sondages effectué dans la région de Matam, à 3 km à l'Ouest–Sud-Ouest de l'escale — cote 13 m (fig. 161 A) :

0,00-0,30 m	argileux, brun
0,30-1,20	argileux, brun plus foncé
1,20-1,40	argile mélangée à du sable bariolé (horizon de passage)
1,40-2,00	sable gris, bariolé d'ocre-rouge, légèrement concrétionné

On peut calculer aisément la *vitesse de sédimentation* de ces argiles si l'on admet que la décantation des eaux de crue du fleuve s'est poursuivie d'une façon régulière depuis le dépôt des sables nouakchottiens, c'est-à-dire depuis 5 000 ans : elle aurait été de 2 à 3 cm par siècle, soit environ *0,2 à 0,3 mm par an.* Naturellement la sédimentation a dû varier d'une année à l'autre en fonction de l'importance de la crue.

Dans les cuvettes les plus basses et dans celles qui se vidangent mal, le dépôt d'argile est plus épais ; il dépasse généralement 3 m[1]. La vitesse de sédimentation a donc été sensiblement plus forte dans ces parties basses où les eaux stagnent plus longtemps : l'apport se chiffre à 6 à 8 cm par siècle, soit environ *0,6 à 0,8 mm par an,* si la décantation s'est effectuée régulièrement depuis le Nouakchottien.

Ainsi dans une petite cuvette mal drainée, s'étendant entre une dune rouge résiduelle et une ancienne levée, un sondage à 800 m au Nord de Haéré-poste (feuille Podor) a traversé les niveaux suivants :

0,00-1,50 m	très argileux, brun
1,50-1,70	argileux, brun avec des passées grises
1,70-3,30	argileux, brun clair, contenant quelques petits noyaux de sable blanc et des concrétions calcaires

1. P. MICHEL, 1957 b.

Le Sénégal et le Doué tracent de *nombreux méandres*, dont certains sont recoupés. *Des faisceaux de levées subactuelles, plus minces et plus petites que les levées post-nouakchottiennes, s'étirent à l'intérieur des boucles.* La largeur de ces faisceaux de levées est très variable ; elle atteint par place 2,5 km, montrant l'importance de l'érosion latérale du fleuve au cours des deux derniers millénaires.

Les crues du Sénégal ont partiellement arasé la terrasse du premier remblai en amont de Kaédi (fig. 161 A). Mais des lambeaux de cette terrasse sablo-argileuse subsistent encore en plein milieu du lit majeur (feuille Matam). Plusieurs restes de dunes rouges ogoliennes s'élèvent dans la basse vallée, notamment à l'Est–Sud-Est de Podor, et un liséré de la *terrasse nouakchottienne* s'étire souvent à ses bordures (fig. 161 B) ; elle est plus étendue dans la région du Delta et ses dépôts sableux contiennent une faune abondante aux environs de Saint-Louis.

Dans cette partie sud-ouest du ***Delta***, les îlots de dunes rouges dominent les anciennes vasières. Les cordons littoraux post-nouakchottiens, de direction N-S, ont été sectionnés au cours du dernier millénaire par le fleuve et les marigots. Les *dunes littorales semi-fixées*, de couleur jaune-ocre, forment une bande large de 2 à 3 km qui s'allonge depuis l'extrémité nord-ouest du Delta jusque vers Ndiago. Elles sont ourlées de *dunes vives blanches*, édifiées par les alizés maritimes à l'arrière de l'estran ; leur largeur ne dépasse nulle part 500 m (feuille Saint-Louis). Ces dunes vives couvrent aussi la flèche littorale de la Langue de Barbarie qui sépare le Sénégal de l'océan à partir de Saint-Louis. Les terrains sont de plus en plus salés dans la partie occidentale du Delta, aussi bien les dépôts deltaïques post-nouakchottiens que les terrains argileux des parties déprimées qui forment souvent des sebkhas[1].

*Le **Gorgol inférieur** a aussi façonné une vallée alluviale, réplique en petit de celle du Sénégal* (feuille Kaédi). D'abord large de 8 km, elle se rétrécit dans la partie centrale à 3,5 km entre les buttes gréseuses au Nord et le petit massif de dunes ogoliennes au Sud (fig. 98 d). La vallée du Gorgol est beaucoup plus plate que le lit majeur du fleuve. *Les levées post-nouakchottiennes, moins élevées, disparaissent progressivement vers l'aval.* Donc les cuvettes argileuses de décantation occupent la majeure partie de la vallée[2]. Le cours actuel du Gorgol serpente au milieu de ces terrains bas. De part et d'autre du lit majeur apparaissent par place des terrasses graveleuses, comme à proximité de la vallée du Sénégal ; elles marquent les principales étapes du creusement de la vallée (fig. 98 a-b-c).

b. Ses bordures

*De **grandes buttes** à sommet tabulaire s'élèvent des deux côtés de la vallée du Sénégal* entre Dembakané et Haéré Goléré à l'Est, et Boki Diavé à l'Ouest. Ces hauteurs sont formées par les *grès argileux du Continental terminal que coiffe une cuirasse ferrugineuse ;* les niveaux du Lutétien marin apparaissent dans la partie inférieure du versant : ce sont soit des calcaires, dolomies et argiles feuilletées, soit des grès tendres à lentilles de grès quartzite[3]. Ces buttes ont une altitude absolue très variable, comprise entre 50 et 90 m (fig. 73 A et B). Elles résultent de la dissection du plateau originel par une série d'oueds ramifiés ; les plus importants rejoignent le lit majeur du Sénégal ou celui du Gorgol.

La cuirasse ferrugineuse est souvent très démantelée sur ces buttes, se réduisant en gros blocs. Sur certaines elle a complètement disparu. *Ces reliefs sont des fragments du haut ou du moyen glacis.* Ils se terminent par des versants rectilignes ou concaves, souvent parsemés d'éboulis de cuirasse (fig. 37 B). Les buttes dominent les terrains plats du bas glacis, en pente très douce vers les vallées du Sénégal et du Gorgol. Les épandages de sables et de gravillons ferrugineux ont masqué la roche en place. Des taches de « terres noires » apparaissent sur les calcaires : les argiles de décalcification s'y mélangent à des colluvions sableuses.

*A une certaine distance des vallées on aborde les **plateaux**, dont le rebord est généralement*

1. J. TRICART, 1954 c, 1955 b, 1961 a.
2. P. MICHEL, 1956 c.
3. P. ELOUARD, 1959 ; cf. la coupe géologique au bas de la feuille Matam.

très festonné par les entailles du chevelu de petits oueds. Dans la région de Kaédi ils s'avancent jusqu'à proximité des lits majeurs du Sénégal et du Gorgol. Tous ces plateaux *portent aussi une cuirasse ferrugineuse ; c'est généralement celle formée sur la surface pliocène*[1]. Alors qu'elle se présente souvent en corniche sur les rebords, la cuirasse est beaucoup plus mince dans la partie centrale du plateau et elle a pu disparaître par dissolution des ciments ferrugineux[2] ; il n'en subsiste que des matériaux résiduels (gravillons ferrugineux) mélangés à des produits fins ruisselés. Les grès du Continental terminal se terminent en biseau vers l'Est. Le long de la bordure orientale du bassin sédimentaire, les plateaux et buttes de grès lutétiens dominent de 30 à 50 m le bas glacis taillé dans les schistes de la série de Bakel-Mbout (fig. 73 C). Ce talus correspond à une petite cuesta, précédée ou relayée par des buttes témoins.

Au Sud de la moyenne et basse vallée du Sénégal s'étend le ***plateau du Ferlo*** (pl. I), dont la monotonie du modelé contraste avec la diversité des abords du fleuve. *Sa surface absolument plate s'incline vers l'Ouest et le Nord-Ouest, de l'altitude 80-90 m dans la région de Bakel jusqu'à 15-20 m à proximité du lac de Guier.* Les grès argileux du Continental terminal sont recouverts d'une *cuirasse ferrugineuse* à texture généralement gravillonnaire ou conglomératique. Cette cuirasse détritique, formée par recimentation des débris de la cuirasse fini-pliocène, fossilise un glacis polygénique façonné au Quaternaire ancien. Elle est affleurante ou subaffleurante dans les régions méridionale et orientale du Ferlo, les plus élevées[3]. A l'Ouest, des *calcaires lacustres* très friables se sont déposés par endroits sur la cuirasse. Celle-ci est masquée dans la partie septentrionale du Ferlo par des dépôts de sable d'une épaisseur de 1 à 3 m. Ils représentent un *ancien erg*, formé au cours d'une période aride avant la transgression de l'Inchirien (fig. 107) ; ses dunes ont été complètement aplaties. Quelques cordons dunaires ogoliens, de direction ENE-WSW, donnent un peu de relief à ce paysage absolument plat ; ils se groupent en petits massifs à la bordure méridionale de la basse vallée du Sénégal dans le secteur de Ndioum (feuille Podor).

Les plateaux cuirassés du Ferlo méridional et oriental sont entaillés par un *réseau de vallées mortes*, très ramifié (feuille Matam). Les parties basses de ces vallons très évasés se situent entre les cotes 25-30 m. Les différentes branches du réseau se sont rejointes dans la région de Linguère. Ensuite la *vallée du Bounoum* recoupe des alignements de dunes ogoliennes. De direction ESE-WNW, elle débouche dans le ***lac de Guier*** par un grand coude à la hauteur de Keur Momar Sarr. Le lac s'étire, au contraire, du Sud–Sud-Ouest au Nord–Nord-Est. Cette disposition suggérait l'existence d'un réseau de failles orthogonales. Il a été mis en évidence par les récents sondages de Gnit sur la rive occidentale du lac (fig. 104). Ces failles, probablement anciennes, ont rejoué au cours du Quaternaire[4]. Des cordons dunaires ogoliens s'élèvent en bordure du lac. *Son fond est tapissé de sable et de vase déposés au cours de la transgression nouakchottienne.* Le lac communique avec le fleuve par le marigot de Taoué, coulant entre le rebord du Ferlo et les dépôts deltaïques post-nouakchottiens (feuille Dagana). Des épandages de sable et graviers ferrugineux, mis en place au Quaternaire moyen, s'étendent à l'Ouest du lac (fig. 102).

Les dunes rouges ogoliennes des ***ergs du Brakna et du Trarza*** *se pressent le long de la bordure septentrionale de la basse vallée en aval de Bogué* (fig. 118). Ces cordons dunaires, orientés NE-SW dans l'ensemble, se resserrent vers l'Ouest, où la distance entre deux sommets de dunes n'est que de 1 à 1,5 km en moyenne. Des calcaires argileux lacustres se sont déposés dans les interdunes (gouds) au cours des dernières phases humides. *Un grand couloir peu ensablé, l'****Aftout ech Chergui*** *s'étire à travers tout le Trarza oriental* (fig. 93) ; il reliait les plateaux gréseux du Tagant à la basse vallée du Sénégal pendant certaines périodes du Quaternaire ancien et moyen. Les grès du Continental terminal y sont couverts d'un mince épandage de graviers de quartz et de gravillons ferrugineux ; en contrebas s'étendent par place les

1. Cf. 3e partie, chap. II, B 2 b.
2. Selon R. MAIGNIEN, 1961 b.
3. P. MICHEL, A. NAEGELÉ, Ch. TOUPET, 1969.
4. Cf. 4e partie, chap. II, A 1 d et 5e partie, chap. I, A 1.

calcaires lacustres du Rkiz, plus compacts que les calcaires des gouds (fig. 101 a). Le ***lac du Rkiz*** s'allonge à l'extrémité sud-ouest de l'Aftout ech Chergui sur environ 35 km (feuille Dagana). Des dunes rouges l'entourent sur ses trois autres côtés. Il communique avec le fleuve par plusieurs marigots qui coulent dans des interdunes élargis par la transgression nouakchottienne. Celle-ci a déposé des sables, parfois vaseux, au fond de la cuvette lacustre et sur ses bordures.

*Un second couloir, l'**Aftout es Saheli** s'allonge au Nord de la région du Delta entre l'extrémité ouest de l'erg du Trarza et les dunes littorales semi-fixées*, dont la largeur s'amenuise vers Nouakchott. La terrasse sableuse et fossilifère du Nouakchottien s'étale largement dans cette dépression (feuille Saint-Louis) ; les terrains très salés des parties les plus basses forment une succession de sebkhas[1]. Les dunes rouges en bordure de l'Aftout es Saheli ont été remaniées par les alizés maritimes lors de la dernière petite phase sèche au début de notre ère. C'est pourquoi leur modelé présente souvent des formes très irrégulières, s'opposant à celles des grands cordons longitudinaux (fig. 118).

*Au Sud de la région du Delta s'étend l'**erg du Cayor**. Ses dunes ogoliennes ont une direction générale NNE-SSW* (fig. 119). Elles ont été entaillées dans le secteur littoral par de petits fleuves côtiers au début de la pulsation humide lorsque le niveau marin était encore bas. Puis la transgression nouakchottienne a occupé les parties aval de ces vallées et les a élargies. Ces petits golfes marins ont été obturés ensuite par les sables mis en place par l'importance dérive N-S. Les dunes littorales, formées par les alizés maritimes, ont envahi ces dépressions, inondées maintenant par les fluctuations de la nappe phréatique dont les eaux sont douces[2]. Ainsi l'évolution de ces grandes ***niayes*** a été complexe ; la principale est celle de Mboro (fig. 131), située au Nord-Ouest de Tivaouane. Les petites niayes, qui s'égrènent à l'arrière des dunes littorales entre l'extrémité sud-ouest du Delta et Mboro, correspondent à des interdunes de l'erg du Cayor remanié dans ce secteur avant le Nouakchottien ; ces interdunes sont *submergés temporairement par les eaux phréatiques*. Les dunes littorales semi-fixées sont partiellement ravivées et se terminent par un front raide au-dessus de certaines niayes (fig. 34).

c. La Basse-Gambie

Ce fleuve coule aussi dans le plateau de grès argileux du Continental terminal en aval de Siminti (pl. II). *Mais sa vallée alluviale est moins large que celle du Sénégal.* Sa largeur varie entre 2 et 6 km en amont de Kudang (pl. I) ; ensuite elle atteint localement 12 km et mesure 15 km près de son embouchure. La vallée présente un microrelief beaucoup plus simple qui disparaît rapidement vers l'aval. Le modelé de ses bordures est aussi très uniforme[3]. Le plateau gréseux arrive jusqu'à la côte au Sud-Ouest de l'embouchre.

La Gambie trace de grandes boucles. Son lit est bien calibré. Comme le notait J. Richard-Molard lors de sa première tournée en Afrique occidentale[4], « le large et calme ruban vert clair serpente doucement, dominé par de hautes berges latéritiques rougeoyantes ». Celles-ci peuvent atteindre une hauteur de 10 m au-dessus de l'étiage dans le secteur de Tambacounda. Les boucles frôlent par place le rebord du plateau recouvert d'une cuirasse ferrugineuse ; elles délimitent des éperons ou isolent des buttes. La Gambie reçoit sur sa gauche la Koulountou, son principal affluent, dont le cours inférieur traverse aussi les grès du Continental terminal. Mais son lit ne dessine que de toutes petites sinuosités qui n'arrivent pas jusqu'aux bords de sa vallée alluviale[5].

*Le fleuve est gainé par des **levées post-nouakchottiennes** composées de sable fin et limon jaunes.* Mais ces anciens bourrelets de berge sont relativement étroits et en aucun point

1. J. Tricart, 1955 b.
2. P. Michel, 1955.
3. P. Michel, 1960 c.
4. Dans son carnet de route, dont certains passages ont été publiés ultérieurement : J. Richard-Molard, 1961, p. 9.
5. G. Bocquier, G. Glaisse, 1964.

ils ne sont flanqués de deltas de rupture de levée, alors que ceux-ci s'étalent largement dans la vallée du Sénégal. Le système de levées accompagne uniquement le lit de la Gambie. Elle ne s'était pas divisée en plusieurs bras et *son alluvionnement a été beaucoup moins important que celui du Sénégal.* Comment expliquer cette différence ? Le débit de la Gambie était, comme maintenant, plus faible que celui du Sénégal[1]. D'autre part les dépôts du premier remblai, qui fournissaient surtout le matériel sablo-limoneux, n'ont pas la même extension dans son haut bassin et ils n'ont guère subi de ravinements à cette époque du fait que le haut bassin se situe dans des régions plus humides où la terrasse était protégée par le couvert végétal.

Ces levées post-nouakchottiennes isolent aussi des ***cuvettes*** *aux terres argileuses.* Les crues encore brutales dans le secteur de Tambacounda-Bassé inondent ces cuvettes. Le niveau des eaux peut dépasser de plusieurs mètres les bourrelets de berge lors des très fortes crues[2]. Les cuvettes sont donc bien remplies. Mais *leur vidange semble s'effectuer difficilement* puisque de nombreuses mares subsistent jusqu'en fin de saison sèche dans les parties basses. Ces anciens bourrelets de berge s'abaissent progressivement et se rétrécissent. Ils disparaissent complètement près de Bansang, à une quinzaine de kilomètres en amont de Georgetown[3]. Les rives du fleuve sont alors basses et les eaux de la crue s'écoulent plus lentement.

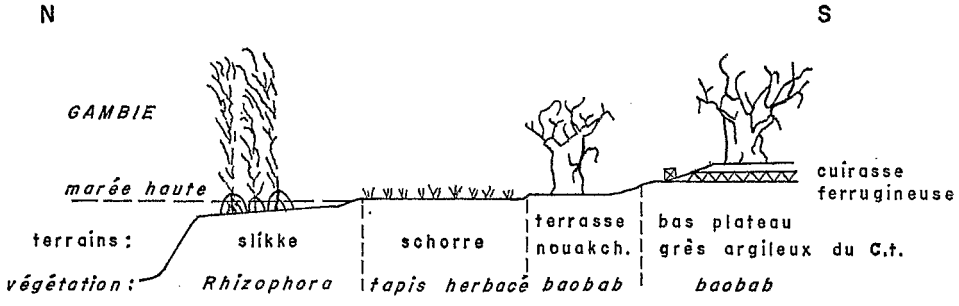


FIG. 163. — Coupe de la rive sud de la Gambie à la hauteur de la route transgambienne.

A partir de Georgetown la vallée de la Gambie est plate et la nature de ses terrains change. La transgression du Nouakchottien s'est avancée jusque dans ce secteur formant un golfe étroit et allongé sur près de 200 km (fig. 5). Des vases se sont déposées au fond de ce golfe. *Le fleuve coule dans ces* ***anciennes vasières*** et se divise à plusieurs reprises en deux bras séparés par de grandes îles (fig. 105).

Vers l'aval, ses terrains commencent à se diversifier de nouveau. La terrasse sableuse nouakchottienne apparaît par place au pied du bas plateau cuirassé (fig. 163) ; elle porte quelquefois des baobabs qui indiquent des emplacements d'anciens villages. Légèrement en contrebas s'étendent les anciennes vasières du schorre. Elles ne sont plus atteintes par les eaux marines, sauf par très forte marée, mais elles sont inondées par les crues du fleuve. Ses terres se dessalent légèrement en surface ; c'est pourquoi elles se couvrent souvent d'un tapis herbacé. En s'approchant du fleuve on passe sur la *slikke,* recouverte régulièrement par la marée haute. *Une mangrove vigoureuse, composée surtout de Rhizophora, colonise les dépôts de vase.* Les paysans ont défriché par endroits la mangrove au cours de ces dernières années pour pratiquer la riziculture.

Le lit mineur de la Gambie s'élargit rapidement en aval du passage de la route transgambienne. Après le léger rétrécissement de Mootah Point, son estuaire s'agrandit de plus en plus et se termine par une *grande ria, large de 13 km près de Bathurst* (fig. 106). Celle-ci occupe la majeure partie de l'ancien golfe nouakchottien. Les vasières, sillonnées par les

1. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 b.
2. F.A.O., 1964.
3. Renseignement oral de Mlle ESCHENLOHR.

chenaux de marée, se cantonnent dans les échancrures du plateau, mais s'étendent plus largement dans les vallées du Bitang Bolon et du Bao Bolon, anciens affluents qui fonctionnent maintenant comme défluents.

*Le **plateau de grès argileux** du Continental terminal limite partout le lit majeur de la Gambie et domine par endroits directement son lit mineur.* Il atteint des altitudes de 50-60 m dans la région de Tambacounda et s'abaisse à 10-15 m près de l'embouchure. Mais son modelé ne change guère.

Ce plateau très monotone est recouvert d'une cuirasse ferrugineuse à texture souvent conglomératique. Elle est généralement très démantelée à proximité de l'entaille du fleuve et de petits cours d'eau ont échancré le rebord des tables gréso-ferrugineuses. Par contre sur les parties centrales du plateau, dans le secteur de Tambacounda, la cuirasse peut être masquée par des limons éoliens jaunes déposés au cours de la période aride de l'Ogolien. *Un second niveau cuirassé apparaît dans le versant où il forme souvent un replat* (fig. 101 d). Il coiffe aussi des buttes précédant le plateau et se termine en quelques endroits par un poudingue qui représente la moyenne terrasse[1]. Les terrains sablonneux du *bas glacis* s'étendent entre le plateau ou les buttes et le lit majeur du fleuve. Une carapace ferrugineuse se forme encore actuellement à faible profondeur dans la zone de battement de la nappe phréatique. Quelques lambeaux de la basse terrasse jalonnent la bordure de la vallée.

Ce relief en marches d'escalier résulte de l'évolution morphoclimatique au cours du Quaternaire. Le creusement de la Gambie s'est effectué par saccades lors des périodes plus sèches favorisant l'érosion mécanique ; il s'arrêtait dès le que climat redevenait plus humide. Les oxydes de fer se sont alors accumulés au niveau de la nappe phréatique, surtout par lessivage oblique. Ainsi les deux cuirasses du plateau se sont formées pendant les deux grandes périodes humides du Quaternaire ancien et moyen (fig. 107) ; elles correspondent à celles du haut glacis et du moyen glacis, très étendus sur la moyenne Gambie. La précipitation des oxydes de fer à l'intérieur du bas glacis a probablement commencé au cours de la période humide beaucoup plus courte qui coïncide avec la transgression inchirienne.

*Le plateau se termine par une succession de **petites falaises** sur la côte au Sud-Ouest de l'embouchure* (fig. 106). Une cuirasse ferrugineuse apparaît dans leur partie inférieure, légèrement au-dessus du niveau de la mer[2] ; elle forme encore des récifs et des îles vers le large. Ces falaises, constituées de grès relativement tendres, semblent avoir reculé assez rapidement. De *minces cordons sableux* s'étirent entre les caps dans les secteurs de Gunjur et de Kartung. Une flèche littorale a partiellement fermé l'estuaire de la Gambie. La ville de Bathurst est construite à son extrémité. Mais cette flèche est maintenant sapée par la houle et on a planté des pieux pour protéger la route reliant Bathurst à son arrière-pays.

Ainsi même des dépôts très récents peuvent être remaniés par la dynamique actuelle. Si les interfluves ne subissent que de très légères retouches, souvent à peine perceptibles, les lits mineur et majeur des cours d'eau et leurs bordures sont, par contre, encore façonnés par divers processus morphogénétiques.

1. P. MICHEL, 1960 c.
2. Cf. 4e partie, chap. II, B 1.

Chapitre II

Principaux caractères de la dynamique actuelle

Elle est généralement très localisée à la fois dans l'espace et dans le temps. *L'érosion se produit surtout au début de la saison des pluies, lorsque des averses tombent sur une terre desséchée, parfois dénudée.* F. Fournier (1955, 1956) a analysé les facteurs de l'érosion du sol par l'eau et les formes de cette érosion : elle se manifeste surtout par une ablation en surface ; mais localement les eaux se concentrent et creusent des rigoles et des ravines. *C'est à la même époque, lors de la montée de la crue, que les cours d'eau érodent par endroits leurs berges et transportent du matériel*[1]. J. Tricart (1962 b) a montré les discontinuités dans les phénomènes d'érosion et de transports, particulièrement accusés dans le milieu morphoclimatique tropical. Ainsi les rivières et les fleuves abandonnent rapidement une partie de leur matériel. L'érosion et les transports cessent complètement au cours de la décrue et sont nuls pendant la longue saison sèche. Le façonnement en surface des interfluves est aussi arrêté, sauf dans les régions septentrionales où ils peuvent subir une certaine déflation éolienne.

La dynamique actuelle, qui se manifeste donc le plus souvent d'une manière sporadique, est surtout fonction de deux facteurs : l'importance des précipitations, leurs intensités, et la nature et la densité du couvert végétal. C'est pourquoi *nous l'étudierons dans le cadre des grands domaines bioclimatiques définis précédemment*[2]. L'intervention de l'homme peut modifier la dynamique naturelle, mais jusqu'à présent ces modifications sont peu importantes et très localisées. Nous examinerons à part le façonnement de la vallée alluviale du Sénégal qui présente un caractère surtout azonal. Notre étude, relativement brève, aura surtout un caractère synthétique, puisque nous avons déjà analysé dans un article le modelage de la vallée du Sénégal et de ses bordures en aval de Bakel[3] et que nous envisageons de publier dans d'autres articles des observations détaillées faites dans certaines régions des hauts bassins des deux fleuves.

1. LES DOMAINES GUINÉEN ET SOUDANO-GUINÉEN

Ces domaines sont délimités vers le Nord par l'isohyète annuelle de 1 200 mm. Ils englobent tout le Fouta Djalon, la partie méridionale du Plateau Mandingue et les Monts Bassari à l'Ouest de Kédougou (fig. 41). Le Bafing supérieur et moyen, le Bakoy supérieur et la haute Gambie les traversent.

1. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 e.
2. Cf. 1re partie, chap. II D.
3. P. Michel, 1968 c.

Nous avons vu[1] que les reliefs des **interfluves** sont surtout formés de sills de dolérites et de niveaux de grès quartzites infracambriens. Ces roches, très dures, n'affleurent que rarement. Elles sont presque toujours couvertes d'éluvions ou de colluvions, plus ou moins épaisses. Ce matériel meuble est fixé par une forêt assez dense, si elle n'est pas dégradée par l'homme ; elle s'accroche aux versants et bloque les éboulis mis en place surtout au cours de la période sèche de l'Ogolien. Les lambeaux des anciennes surfaces d'aplanissement et des glacis cuirassés sont très étendus dans ces deux domaines morphoclimatiques. Les épaisses cuirasses de ces bowé protègent les altérites meubles contre l'érosion. *La désagrégation mécanique est presque nulle. Elle s'exerce uniquement sur les cuirasses qui subissent une certaine ablation*[2], mais les débris restent sur place et s'amenuisent peu à peu ; quelques blocs s'éboulent des corniches pour être fixés aussitôt par la végétation luxuriante.

Par contre, l'altération biochimique est très importante dans ces domaines : c'est une altération latéritique ou ferrallitique qui aboutit à une décomposition totale des silicates d'alumine[3]. Elle s'exerce surtout sur les surfaces planes. L'hydrolyse est particulièrement active sous les hauts bowé des anciennes surfaces, puisque les altérites très épaisses contiennent des nappes phréatiques pérennes. *Les transports sur les interfluves s'effectuent surtout en solution dans l'eau.* L'érosion ne fournit que très peu de débris grossiers et ils n'atteignent généralement pas les rivières.

Les **cours d'eau** descendent des massifs montagneux en franchissant les gradins successifs par des séries de chutes ou de rapides. *L'allure de leurs* ***profils en long*** *est donc extrêmement irrégulière.* Les grandes rivières, comme le Bafing, balaient souvent les bancs durs de grès quartzite ou de dolérite sur une grande largeur. Le lit se subdivise en bras multiples, enserrant des îles et des pointements rocheux. Puis les rivières franchissent ces seuils par des rapides ou des chutes de déversement. En s'écoulant sur les dalles rocheuses, les eaux rencontrent parfois des zones de broyage ; elles les nettoient puis s'engouffrent dans ces fissures. *Les rivières et les ruisseaux suivent dans certains secteurs les réseaux de diaclases qui traversent notamment les niveaux de grès quartzite* (fig. 144) ; ils changent donc subitement de direction, traçant des coudes brusques.

Ainsi les ***profils en travers*** *des cours d'eau sont très variables d'un endroit à l'autre.* Le Bafing supérieur s'étale parfois sur 1 à 2 km dans la traversée de bancs rocheux très durs[4]. La rivière a une largeur de 500 à 600 m au Sud de Bafing Makana, où elle franchit plusieurs petits seuils (fig. 164). Ensuite son lit est assez calibré, d'une largeur de 100 à 200 m. Sa vallée se resserre à 2 km au Nord-Ouest de Bafing Makana. Le *Bafing* coule entre des hauteurs portant des lambeaux du haut glacis et du relief intermédiaire, cernées par le moyen glacis. La rivière doit traverser un banc de grès quartzeux durs. Elle s'engage dans une diaclase S-N, puis change brusquement de direction pour suivre une autre diaclase WSW-ENE (fig. 164). *Ces deux diaclases canalisent tout le débit des basses eaux ; la largeur du lit se réduit en un endroit à 8 m !* Pendant la crue les eaux débordent sur la dalle rocheuse et déchaussent des gros blocs de grès patiné, mais elles ne les déplacent que sur un ou deux mètres. A la sortie des diaclases le lit s'élargit à 400 m : c'est l'amorce d'un nouveau bief creusé dans des roches plus tendres.

Les rivières sont fréquemment bordées par les dépôts sablo-argileux du premier remblai le long des biefs[5]. *La* ***forêt-galerie****, composée d'espèces hygrophiles verdoyantes, occupe généralement les berges*[6]. Ses arbres très ramifiés offrent une solide protection : leurs branches descendent parfois jusqu'au niveau de l'étiage ; elles freinent considérablement le fort courant de la crue. Leurs nombreuses racines permettent un bon ancrage. *Le profil convexe des berges démontre l'absence d'érosion* (fig. 164). Mais à l'aval de certains seuils les rives sont sapées

1. Chap. I, 1 et 2 a.
2. Cf. 2e partie, chap. II, C 2 a.
3. Cf. 2e partie, chap. I, B 2.
4. J. TRICART, 1956 c.
5. Cf. 5e partie, chap. I, C 1 a.
6. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 b.

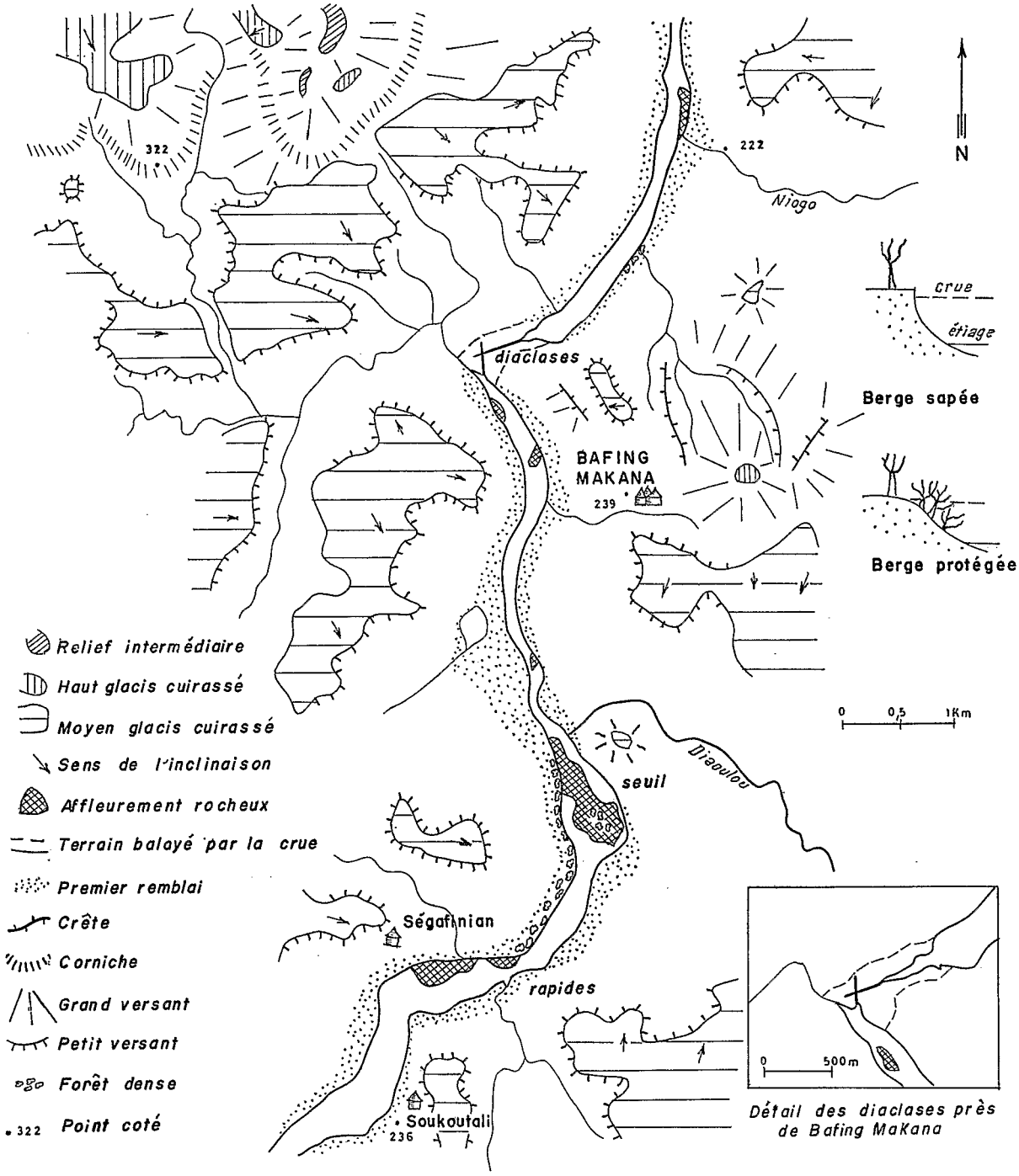


FIG. 164. — La vallée du Bafing aux environs du Bafing Makana (Plateau Mandingue méridional).

par la crue. La forêt-galerie y a disparu. La berge présente à ces endroits un profil nettement concave. Le sapement se poursuit de nos jours puisque des arbres déracinés gisent par place sur le talus. La forêt-galerie s'installe aussi sur les îles et même sur certains seuils si le courant n'est pas trop rapide.

La charge des cours d'eau en matériel détritique est très réduite ou nulle. Ils ne reçoivent

pas d'apports grossiers des interfluves. L'érosion des berges est très ponctuelle et ne fournit que des éléments fins. *Le creusement des* ***seuils*** *est pratiquement nul. Les rivières ne possèdent pas d'abrasif. En outre, les seuils sont protégés par la patine noire ferromanganésique qui recouvre toutes les roches,* aussi bien les dolérites, cornéennes que les grès quartzeux et quartzites[1]. Cependant certains seuils, comme celui en amont de Bindougou sur le moyen Bafing (pl. IX), sont troués d'une multitude de petites marmites ; mais ces marmites sont anciennes : certaines contiennent des galets cimentés en poudingue par les oxydes de fer[2]. Ces alluvions grossières semblent être contemporaines du dépôt des graviers sous berge[3]. *Les marmites auraient été creusées surtout au cours des phases plus sèches lorsque les cours d'eau charriaient du sable et des galets.*

Dans les conditions bioclimatiques actuelles, le manque d'abrasif explique la carence de l'action mécanique des rivières pendant les crues. Même là où le courant est très violent, les eaux n'entaillent pas la roche en place quand elle est cohérente. Elles n'ont pas ébréché les rebords des bancs rocheux sur lesquels elles se déversent par de puissantes cascades[4]. *On n'observe nulle part de bancs de galets ;* les bancs de sables et graviers sont très rares et se localisent immédiatement à l'aval d'un seuil. *Malgré l'importance des crues, il ne se produit aucun transit du matériel de la taille des sables ; seuls les éléments fins sont transportés au loin en suspension. Chaque seuil évolue d'une façon indépendante.* Si l'un d'eux s'abaisse légèrement par arrachage de blocs, cela n'influe pas sur l'évolution de l'ensemble du profil, puisque les fragments de roche ne sont pas déplacés. C'est pourquoi les profils en long des cours d'eau restent très irréguliers.

Mais l'intervention de l'homme peut rompre l'équilibre naturel. C'est ce qui se produit dans les hauts massifs du ***Fouta Djalon central,*** *principalement sur le plateau du Labé.* La population y est dense (fig. 144) ; elle dépassait déjà 50 habitants au km² en 1950, ce qui est beaucoup pour une région rurale où les paysans pratiquent essentiellement la culture sous pluie. Or les plateaux couverts de cuirasses sont très étendus, occupant jusqu'à 60 % des superficies dans certains secteurs. La plupart des terres cultivables sont défrichées, même sur des pentes fortes. Des savanes ont presque partout remplacé la belle forêt montagnarde[5]. Les jachères du système agricole traditionnel sont de plus en plus écourtées[6] à cause de la pression démographique grandissante.

Cette dégradation accélérée du couvert végétal a évidemment de graves répercussions sur le système morphogénétique. Les pluies souvent brutales, atteignant parfois une intensité de 100 mm/h, tombent sur une terre dénudée ou mal protégée par un maigre tapis herbacé. Elles engendrent une *érosion des sols* dont les caractères et les mécanismes ont été étudiés par des pédologues et des géographes. J. TRICART (1954 b, 1956 a) notamment a analysé les étapes de l'évolution. Le ruissellement diffus décape d'abord certaines parties meubles des dépôts superficiels et fait apparaître des blocs qui pointent à la surface du sol. Puis de petites rigoles amorcent une concentration des eaux. Elles se creusent si les formations meubles sont assez épaisses. *Ainsi des ravins mordent vigoureusement dans les grands versants.* A leur débouché dans la vallée, ils construisent des cônes de déjection qui finissent par atteindre le cours d'eau. Ces ravins remontent progressivement leurs têtes jusqu'aux corniches de dolérite ou de cuirasse des hauts bowé dénudés. Les niveaux en cours d'induration par les oxydes de fer viennent aussi en affleurement. Les études de A. SUDRES (1947), F. FOURNIER (1956), J. POUQUET (1956 a) et S. CAVAZZA (1957) montrent aussi la gravité de l'érosion des sols. Ces dégradations du milieu naturel se répercutent sur la dynamique des rivières. *Les eaux se chargent en éléments grossiers et peuvent déclencher une érosion des seuils à l'aval.* Les

1. Cf. 2e partie, chap. I, B 4 a.
2. P. MICHEL, 1962 b.
3. Cf. 5e partie, chap. I A.
4. J. TRICART, 1956 c.
5. Cf. 1re partie, chap. II, C 1 c.
6. Cf. 1re partie, chap. II, C 3.

techniciens ont conscience du danger. Le Service des eaux et forêts cherche à limiter les feux de brousse et à développer les jachères forestières. Certains secteurs très dégradés, comme celui des sources du Bafing dans la région de Mamou, sont en cours de reboisement.

Une forte érosion anthropique se manifeste aussi sur les ***Monts Bassari*** (fig. 66), qui s'égrènent au Nord-Ouest des contreforts du Fouta Djalon[1] ; ils se situent près de la limite septentrionale du domaine soudano-guinéen. Ces grandes buttes ont servi de refuge à une population de paysans paléonigritiques qui ont défriché et partiellement mis en culture les versants dont les pentes sont souvent de l'ordre de 35 à 40°. L'eau ruisselée se concentre aisément sur ces grands versants schisteux et y creuse des *séries de ravins* dans les colluvions de matériel fin. Par contre, sur les reliefs de la boucle de la Gambie, au Nord-Ouest de Kédougou, les gros éboulis de dolérite protègent les versants (fig. 62) ; ainsi les ravins n'y apparaissent que sporadiquement.

2. LE DOMAINE SOUDANIEN

Il se caractérise par la diminution progressive de la hauteur des précipitations annuelles et par l'allongement de la saison sèche (fig. 10 et 11). *Une savane arborée ou arbustive couvre ces régions ; cette végétation moins dense et moins vigoureuse souffre aussi des feux de brousse*[2]. La protection qu'elle offre contre l'érosion est donc beaucoup plus faible que dans les domaines guinéen et soudano-guinéen. On y observe cependant des nuances : le secteur sud-soudanien, où coule la Gambie, reçoit entre 900 et 1 200 mm d'eau par an ; le secteur nord-soudanien est déjà plus marqué par la sécheresse. Il est limité par l'isohyète annuelle de 600 mm qui passe légèrement au Nord de Thiès, Bakel et Nioro-du-Sahel (fig. 41).

L'érosion mécanique a été importante. Elle a mis en valeur les différences de dureté des roches. Ainsi les formes du relief sont plus raides. Des « falaises » et des inselbergs se dressent au-dessus des surfaces planes des glacis : les tables ferrugineuses des haut et moyen glacis prédominent dans le Sud, le bas glacis sablonneux s'est largement étendu vers le Nord. La terrasse du premier remblai sablo-argileux est bien développée le long des principaux cours d'eau et domine de plusieurs mètres leurs lits majeur ou mineur.

a. Le façonnement des interfluves

L'altération biochimique reste limitée à cause de la longue saison sèche et de la discontinuité des nappes phréatiques[3]. Selon J. WACKERMANN (1967) « la dégradation des phyllites du manteau d'altérites et du sol jusqu'au terme kaolinites-hydroxydes et oxydes de fer, est peu active sous les conditions climatiques actuelles, du moins sur faciès basiques », dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie. L'enrichissement en kaolinite dans les parties supérieures des profils correspond à des apports colluviaux venant des glacis perchés ou des buttes à chapeau latéritique. *Les sesquioxydes, libérés des anciennes cuirasses, migrent encore en saison des pluies dans le secteur sud-soudanien, surtout par lessivage oblique.* Ils précipitent dans les matériaux meubles du bas glacis, formant par endroits une carapace peu indurée à faible profondeur. La limite septentrionale du cuirassement actuel est fonction de la lithologie et de la position locale des nappes phréatiques engendrant une forte hydromorphie. Ainsi elle remonte moins vers le Nord dans les formations surtout gréseuses du Plateau Mandingue que dans les pays de la moyenne Falémé dont le substratum se compose principalement de schistes, pélites et métabasites (fig. 93).

Les marques de l'*érosion mécanique* sont visibles en certains endroits, ailleurs elle s'effectue d'une façon insensible. Elle affecte surtout les dépôts superficiels meubles et les

1. P. MICHEL, 1958.
2. Cf. 1re partie, chap. II, C 1 b et 3.
3. Cf. 2e partie, chap. I, B 3 a.

formations tendres. Le ruissellement diffus se produit sur les plateaux subhorizontaux de grès argileux du Continental terminal de la Casamance et de la Basse-Gambie ; il balaie aussi les terrains du bas glacis à pente très faible. La terrasse du premier remblai est, par contre, souvent entaillée par des ravins. P. BELLOUARD (1948) a déjà signalé ces diverses formes d'érosion ; elles ont été décrites aussi par J. DRESCH (1953). Comment apparaissent-elles ? Quelle est leur importance ?

Les effets du ruissellement sur les ***plateaux gréseux*** *sont surtout étudiés à la station de Séfa en Moyenne-Casamance par des pédologues.* R. FAUCK (1954) a fait les premières observations, constatant que « l'érosion est particulièrement active au début de l'hivernage sur sol nu. L'action des gouttes de pluie détériore la structure de la couche superficielle augmentant son imperméabilité ». *Cette « érosion en nappe » se manifeste sur des pentes extrêmement faibles, de 1 à 1,5* %. Des parcelles expérimentales avec des dispositifs pour recueillir le matériel transporté par le ruissellement[1] furent créées dans cette station, à la fois sous couvert végétal et sur sol cultivé. J. P. COINTEPAS (1956) a donné les premiers résultats de ces mesures de l'érosion. Ensuite E. ROOSE (1967) en a établi une synthèse pour la période 1954-1963. Les tableaux et les graphiques montrent que « le ruissellement se développe fin juillet à mi-septembre tandis que l'érosion perd sa virulence dès la mi-août » (p. 131). Début juillet l'érosion moyenne par pluie se chiffre à 270 kg/ha alors qu'à la mi-septembre elle n'est plus que de 31 kg/ha. Le développement de la végétation freine peu à peu l'action érosive du ruissellement. La plus forte pluie enregistrée pendant cette période, d'une hauteur de 168,5 mm, a engendré un ruissellement de 60 % et une érosion de 434 kg/ha. C. CHARREAU et L. SÉGUY (1969) ont interprété les résultats mesurés en 1968, mais cette année-là les pluies ont été très déficitaires. L'érosion est donc restée très limitée : « Pour l'ensemble des parcelles cultivées, la moyenne de terre érodée est de 0,66 t/ha contre 9,55 t/ha en 1967 » (p. 1075). L'exploitation de tous les résultats prouve que l'érosion augmente avec la pente : elle est en moyenne de 4,75 t/ha sur une pente de 1 % et de 11,81 t/ha sur une pente de 2 % par an.

Les phénomènes de ruissellement sont encore plus importants dans les *pays de la moyenne Gambie* où le relief est plus varié et plus escarpé. A. CHAUVEL (1966) a constaté dans la deuxième quinzaine d'août 1964 que « la plupart des thalwegs étaient engorgés ou inondés alors que certains profils (vertisols de pente) n'étaient encore humectés que très irrégulièrement sur une profondeur parfois réduite à 1 mètre, et ceci après des précipitations totales voisines de 900 mm » (p. 13). Ce ruissellement entraîne une forte érosion, principalement sur les flancs des inselbergs[2].

Le ruissellement se produit aussi sur le ***bas glacis*** dont la pente est pourtant très faible, souvent inférieure à 1°[3]. Sa surface recoupe surtout des roches imperméables, schistes, pélites ou granites ; elles sont généralement couvertes d'un dépôt de sable argileux contenant parfois des graviers, d'une épaisseur de 1 à 3 m. La végétation est souvent pauvre sur ces terrains ; les herbes ont été brûlées et le sol est dénudé en fin de saison sèche. *Les premières pluies, tombant sous forme d'averses, engendrent un ruissellement diffus.* Les eaux entraînent des éléments fins sur la partie haute du glacis, laissant sur place les débris de quartz ou de grès et les gravillons ferrugineux. *Le matériel fin se sédimente dans les parties basses où les eaux stagnent un certain temps*[4] ; car les marigots, généralement peu profonds, n'arrivent pas à évacuer toutes les eaux ruisselées au cours des fortes pluies. En traversant ces terrains plats pendant la saison des pluies, D. JARANOFF (1937) avait déjà remarqué les traces d'érosion par ruissellement et notait : « On en voit partout l'effet sur les surfaces assez étendues, presque horizontales, qui sont privées de toute couverture végétale pendant l'époque la plus

1. Cf. F. FOURNIER, 1954.
2. La dégradation spécifique, calculée selon la formule de F. FOURNIER, 1958, est pour la station de Kédougou de 2 200 t/km² par an dans la « zone à relief peu accentué », et de 6 700 t/km² par an dans la « zone à relief très accidenté » (*in* A. CHAUVEL, 1966).
3. P. MICHEL, 1959 a ; les observations ont été surtout faites dans la région de la basse Falémé.
4. Cf. les observations de J. E. DIETRICH (1957) entre Kidira et Nayé en septembre 1957.

propice pour la végétation. » *Le bas glacis est donc encore souvent fonctionnel.* Mais cette forme d'érosion en nappe ne modifie en rien le modelé général.

Par contre, les morsures de l'érosion par ravinement transforment le terrain. Elles affectent surtout *les dépôts sablo-argileux de la terrasse du* ***premier remblai.*** L'épaisseur de ces sédiments dépasse souvent 10 m le long des principales rivières. Les **ravins** sont particulièrement nombreux et très profonds aux environs de Kayes et sur la basse Falémé[1]. Comment se forment-ils ? Le niveau des cours d'eau est encore bas en début de saison des pluies lorsque se produisent les premières tornades, alors que le tapis herbacé a disparu comme sur le bas glacis. Par suite de la forte dénivellation, les eaux ruisselées se concentrent et creusent des ravins d'abord étroits. Les versants généralement subverticaux reculent ensuite parallèlement à eux-mêmes dans ce matériau homogène et bien compacté.

Les effets du ravinement dans ces terrains rubéfiés sont très spectaculaires aux alentours de Kayes, surtout le long de la profonde entaille du Papara (fig. 124). L'érosion y a sculpté toute une série de cañons miniatures, très digités, aux parois subverticales d'une hauteur de 5 à 6 m. Lorsque les ravins se rejoignent, la terrasse du premier remblai se réduit à quelques buttes témoins ou à des petites crêtes escarpées. *Le long de la basse Falémé les ravins s'élargissent parfois considérablement et forment alors de petits cirques à fond plat* faiblement incliné vers la rivière, limités par des talus raides ; ces cirques s'agrandissent par recul des talus parallèlement à eux-mêmes (fig. 165). Le fond plat et dénudé du cirque est façonné par le ruissellement diffus ; des traces d'écoulement sont visibles plusieurs jours après le passage d'une tornade.

J. Tricart (1956 c) a observé, au cours d'un survol du haut bassin du Sénégal, *de nombreux ravinements le long du cours moyen du Baoulé.* Ils consistent en une série de petits alvéoles, juxtaposés à la manière d'une fleur de houblon, qui mordent dans la terrasse au matériel sablo-argileux. Le recul de leurs parois raides dégage des surfaces planes sillonnées par le ruissellement diffus, comme sur la basse Falémé. P. Creac'h (1951) avait déjà signalé ces entailles en cirque, limitées par des talus de limon rouge, dans la vallée du Baoulé aux environs de Faladié.

La multiplication des ravins transforme de bonnes terres aux sols profonds, recherchées pour la culture du mil et de l'arachide, en badlands. Leur mise en culture aux alentours de Kayes favorise le ravinement. Mais il se produit aussi dans les conditions naturelles, puisque la basse vallée de la Falémé est peu peuplée et que le Baoulé moyen traverse des régions inhabitées. Il importe de mesurer la progression du ravinement pour connaître la vitesse de l'érosion et l'enrayer, si possible, dans les endroits les plus menacés.

Ce ravinement dépend, bien sûr, de facteurs locaux, mais il semble aussi lié à des conditions bioclimatiques plus générales : *tous les secteurs très ravinés se trouvent entre les isohyètes annuelles de 700 et 900 mm* (fig. 10) ; *c'est-à-dire qu'ils se situent dans le secteur nord-soudanien* (fig. 41), où les pluies sont encore assez abondantes alors que le tapis végétal moins dense n'offre plus la même protection aux terrains meubles. La limite méridionale de cette zone sujette au ravinement passe par Bafoulabé et Toukoto, où les ravins et les alvéoles taillés dans le premier remblai sont peu étendus et rapidement colonisés par la végétation[2]. Vers le Nord, dans les régions de Sélibabi, Bouli et Yélimané (pl. I), la plupart des ravins ne sont plus fonctionnels puisque leurs formes sont souvent oblitérées et leurs versants couverts d'un tapis herbacé[3]. Le ravinement aurait été beaucoup plus intense au cours de la phase légèrement plus humide du Post-Nouakchottien[4].

L'érosion par ravinement à proximité des vallées semble se produire dans tout le secteur nord-soudanien de l'Afrique occidentale. L'étude de J. Dubois (1948) contient une belle photographie d'un ravinement élargi en alvéole sur le flanc de la vallée du Saloum près de

1. P. Michel, 1959 a, 1960 b.
2. P. Michel, 1959 a.
3. P. Michel, 1960 b.
4. Cf. 5e partie, chap. II, C 2 c.

Ribo. J. VOGT (1961, 1967 b) a décrit la dissection des remblais de matériaux fins en badlands à proximité des cours d'eau dans le Nord-Dahomey, puis dans le Sud de la Haute-Volta.

Le creusement de ravins fournit une certaine charge solide aux rivières. Les matériaux arrachés sont pris en charge et entraînés par le ruissellement jusqu'au cours d'eau. Celui-ci les reprend au fur et à mesure que son niveau monte et que son débit augmente.

b. Les lits des rivières et les transports solides

En général les rivières coulent dans les alluvions sablo-argileuses et sableuses du premier ou du deuxième remblai, précédées par endroits de minces levées sablo-limoneuses (fig. 124). Elles sapent souvent leurs berges. *La forêt-galerie devient discontinue dans le secteur sud-soudanien et disparaît complètement dans le secteur nord-soudanien.* D'ailleurs la végétation est aussi défrichée pour faire place à des cultures sous pluie ou de décrue. Des palmiers-rôniers peuplent les berges par endroits[1], mais ils ne constituent pas la même protection que les fourrés denses de la forêt-galerie. *C'est pourquoi les cours d'eau peuvent éroder leurs rives par* ***sapement latéral*** *lors des crues.* Ils attaquent à la fois le matériel fin du premier ou du deuxième remblai et les graviers sous berges sous-jacents ; ce niveau reste souvent en saillie puisque les galets sont plus ou moins cimentés par les oxydes de fer en poudingue (fig. 155).

Les rivières en crue possèdent donc une ***charge solide importante*** *dans le domaine soudanien.* Sur quelle distance sont transportés ces matériaux ? D'après les observations faites sur la moyenne Gambie, la Falémé et certains de leurs affluents, les galets ne sont déplacés que sur une très courte distance au cours des crues[2]. Les bancs de galets se trouvent, en effet, juste à l'aval des affleurements de graviers sous berge ou des lambeaux de poudingue de la basse terrasse (fig. 91, 92 et 96) ; *les galets sont entraînés tout au plus sur quelques centaines de mètres.* L'identité des spectres pétrographiques et des cortèges de minéraux lourds (fig. 112) confirme l'absence de transport ; l'émoussé des galets ne se modifie pas au cours de ce remaniement à très petite distance (fig. 111).

Si nous prenons comme exemple la *Falémé,* dont le cours se situe presque entièrement dans le domaine soudanien, nous constatons que sa compétence actuelle est nettement plus faible qu'à certaines périodes du Quaternaire au cours desquelles la rivière charriait sur une distance de 350 km des galets de grès pouvant atteindre une longueur de 10 cm[3]. De nos jours la Falémé *ne transporte plus que du sable grossier et du gravier.* En descendant son cours à l'époque des basses eaux on remarque que les bancs de galets sont souvent coiffés d'un chapeau de sédiments plus fins, surtout sableux. Le lit de la basse Falémé est encombré par des bancs de sable et de graviers qui permettent de la traverser aisément à gué pendant l'étiage ; le seuil de Sénoudébou arrête une grande quantité de matériel (fig. 165). La dimension des éléments ne dépasse pas 4 cm à la hauteur de Kidira.

Le déplacement de matériaux grossiers est aussi très réduit ou nul sur le *Sénégal* si l'on peut en juger d'après les dépôts dans les grandes marmites du Félou : on y trouve du sable grossier, des granules et de rares galets dont la longueur est inférieure à 6 cm[4]. Par contre, le Bafing inférieur, le Bakoy et le Sénégal sont capables de transporter *du sable grossier sur une assez longue distance par forte crue ;* ce matériel chemine par-dessus les seuils successifs. Ainsi au cours de la crue forte de 1958 (fig. 31), le fleuve a sédimenté une quantité importante de sable grossier, bien trié, à l'étranglement de son lit près de Talari, à 10 km en aval de Bafoulabé ; ensuite il a accumulé une masse de sable grossier juste à l'aval des chutes de Gouina, sur sa rive sud. Ce dernier dépôt renferme de nombreux lits de minéraux lourds, pouvant avoir une épaisseur de 2 cm ; ils sont constitués essentiellement d'ilménite[5].

1. Cf. 1re partie, chap. II, C 2 b.
2. P. MICHEL, 1959 a, 1963 b.
3. Cf. 4e partie, chap. I, A 2 b.
4. J. TRICART, 1954 a, 1956 c.
5. P. MICHEL, 1959 a, annexe D et fig. 3

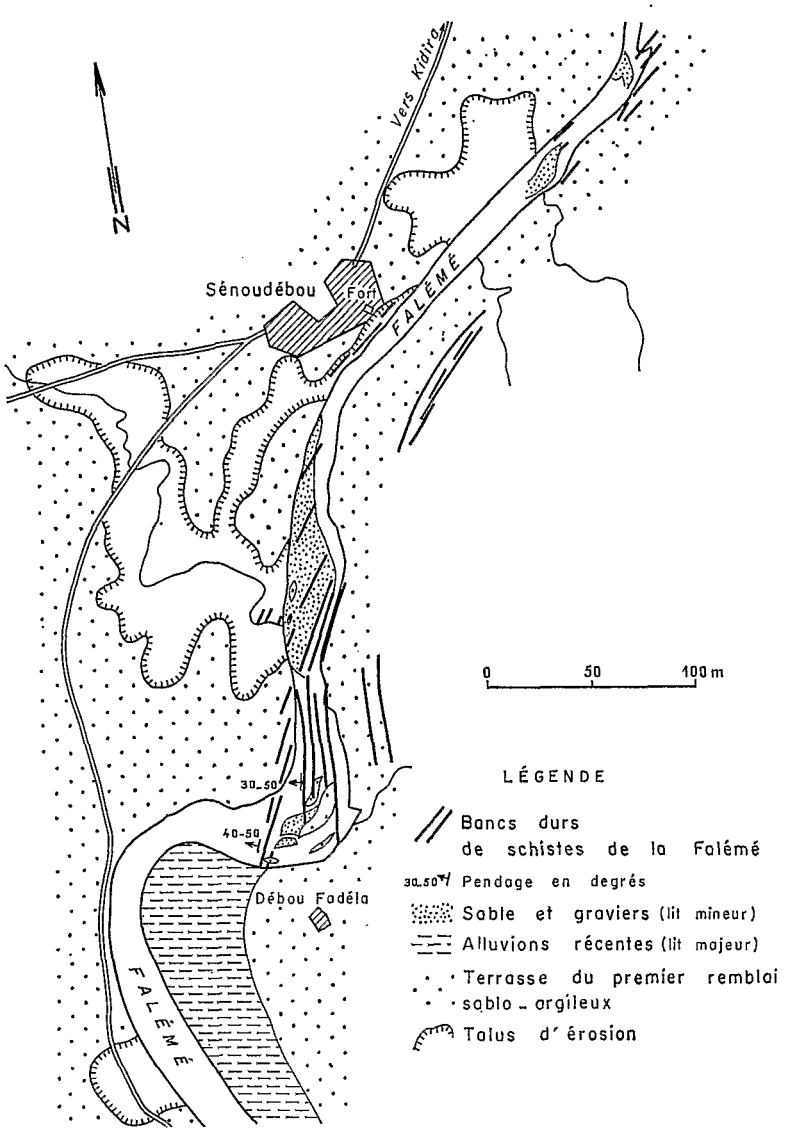


FIG. 165. — Seuil de Sénoudébou sur la basse Falémé, d'après J. P. BASSOT (1962).

Les cours d'eau disposent donc d'un certain abrasif dans le domaine soudanien pour attaquer les ***seuils*** *et les barres rocheuses qu'ils franchissent par des chutes ou des rapides.* Le Bakoy et le Sénégal continuent à approfondir et à élargir les grandes marmites des seuils de Billy et de Félou[1]. Les chenaux s'élargissent par coalescence de marmites[2]. Mais le creusement semble être très lent. Dans les bancs de grès quartzites très durs des chutes de Gouina on n'observe à l'étiage que quelques petites marmites peu profondes. Ces chutes sont anciennes. Or le banc rocheux ne présente qu'une légère incurvation aux deux endroits où se déverse la majeure partie des eaux ; l'érosion semble y être extrêmement faible ou nulle.

Les rivières traversant le Plateau Mandingue suivent dans certaines régions des réseaux de *diaclases.* C'est le cas du Bakoy dans les environs de Warakoro, qui se situe dans le secteur

1. Cf. chap. I, 2 c.
2. La « cataracte » du Félou a été décrite par le baron ROGER (1824).

sud-soudanien. La largeur de son lit coudé est encore très irrégulière (fig. 149). La rivière n'a donc pas pu éroder les grès durs pour calibrer son lit. Par contre, le travail des cours d'eau est plus important dans le secteur nord-soudanien. Ainsi le Baoulé moyen a arrondi les angles résultant de la rencontre des diaclases et a élargi ces grandes fissures ; de ce fait ses crues ne divaguent plus à la surface des dalles rocheuses[1].

Les grands cours d'eau ont bien calibré leur lit mineur dans les biefs ; il est jalonné de bancs de sable et de graviers. Ce sont alors des *rivières à fond mobile,* comme celles de la zone tempérée. Le Sénégal présente un tracé assez rectiligne. Mais le Baoulé dans son cours moyen et la basse Falémé dessinent des boucles plus ou moins grandes (fig. 165). Il semble que *les* ***méandres*** *apparaissent dans les régions septentrionales du domaine soudanien lorsque le rapport débit/charge faiblit.* Ces rivières, dont la pente diminue tandis que leur charge solide augmente par sapement des berges et ravinement des remblais sableux, déposent une partie de leur matériel au bord de la moindre convexité où le courant ralentit. Ainsi se sont formés des trains de méandres qui s'agrandissent, tout comme ceux du Sénégal en aval de Bakel. Le Karakoro inférieur et la Kolinbiné tracent des sinuosités beaucoup plus petites que les méandres du Baoulé et de la Falémé ; le sapement de leurs berges pendant les crues est très limité[2].

Ainsi le lit mineur des cours d'eau s'individualise nettement et un lit majeur commence à apparaître en bordure des principales rivières (fig. 155 et 165). Les bandes de terrains inondés pendant la crue restent cependant étroites. Mais le lit majeur du Sénégal s'élargit rapidement en aval de Bakel dès son entrée dans les séries du Tertiaire. Ce « Val » aux dimensions de l'Afrique[3] traverse le domaine sahélien en décrivant un immense arc de cercle (fig. 41).

3. LES RÉGIONS SAHÉLIENNES

Les précipitations annuelles diminuent de 600 mm à 330 mm dans la basse vallée du Sénégal et n'atteignent que 200 mm à Boutilimit (fig. 10). La saison des pluies ne dure que 2 à 3 mois. L'altération biochimique des roches est très faible ou nulle[4]. La maigre steppe à épineux ne couvre que partiellement le sol. *Les fortes averses engendrent une érosion hydrique, sauf dans les terrains très perméables.* Les alizés soufflant en saison sèche[5] peuvent provoquer une importante déflation éolienne sur les terres dénudées et parfois salées ; elle se manifeste surtout dans le secteur littoral.

Le Sénégal est un fleuve allochtone, alimenté par les pluies qui tombent sur les reliefs de son haut bassin. *C'est surtout sa crue annuelle qui façonne sa vallée alluviale,* aussi bien le lit mineur que le lit majeur[6]. Mais au cours de la longue saison sèche les terrains subissent les effets du climat sahélien. Le façonnement du lit majeur prend alors un caractère zonal.

a. La vallée alluviale du Sénégal

Le microrelief des systèmes de levées post-nouakchottiennes et subactuelles[7] joue un rôle très important dans la submersion des terres du lit majeur par la crue (fig. 161). Les eaux du fleuve commencent à monter à partir de la fin juin[8]. Mais leur écoulement est très lent dans la vallée à cause de la pente excessivement faible du profil en long du Sénégal (fig. 24). Le maximum de la crue est généralement atteint début septembre à Bakel, mais n'arrive que début novembre à Saint-Louis (fig. 27).

1. J. TRICART, 1956 c, fig. 14.
2. P. MICHEL, 1960 b.
3. L. PAPY, 1951
4. Cf. 2e partie, chap. I, B 3 b.
5. Cf. 1re partie, chap. II, A 2 a.
6. P. MICHEL, 1957 b, 1968 c.
7. Cf. 5e partie, chap. II, C 2 a et 3 b.
8. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 b.

Les premiers flots de la crue s'écoulent uniquement dans les lits mineurs du Sénégal et du Doué. Leur turbulence est élevée. *Les eaux sapent alors les rives concaves des méandres.* Mais le fleuve abandonne les éléments les plus gros (sable moyen) dès que son courant ralentit et les dépose au pied de la rive convexe du méandre suivant sous forme d'un banc de sable : ainsi il continue à agrandir ses sinuosités ou en crée de nouvelles après le recoupement d'un méandre. Déplacé sur 2 à 3 km au maximum, le sable représente à peu près la limite de la compétence actuelle du fleuve[1]. Les éléments plus fins, de la taille des limons, sont transportés en suspension sur des distances beaucoup plus grandes. L'étude des débits solides[2] a montré que la charge moyenne des éléments en suspension est nettement plus forte à Dagana qu'à Bakel en début de crue (fig. 32). Une bonne partie de ce matériel fin est acheminée jusqu'à la mer puisque les eaux du fleuve sont alors très boueuses à l'embouchure.

L'importance de cette ***érosion latérale*** *dépend d'abord du matériel des berges.* Les eaux érodent facilement les sables fins et limons peu cohérents des levées post-nouakchottiennes ou subactuelles. Les niveaux d'argiles, plus compacts, résistent mieux à l'attaque et restent souvent en saillie. L'érosion la plus forte se produit dans les sables homométriques et très meubles des dunes ogoliennes fixées ; le Doué les sape violemment près de Lérabé et à Mbantou, en aval de Guédé (feuille Podor).

Mais l'ampleur du sapement des berges est fonction aussi de l'importance de la crue qui varie d'une année à l'autre (fig. 28 et 31). L'érosion peut être catastrophique par très forte crue puisque la plupart des villages situés dans la vallée sont construits sur les parties hautes des levées post-nouakchottiennes de la rive concave des méandres du Sénégal et du Doué. Ainsi la berge du fleuve à Moudéri a été érodée en plusieurs endroits sur une largeur de 5 m par la seule crue de 1964 et les flots ont englouti un certain nombre de cases[3]. *La plupart des « escales » du fleuve ont été grignotées par le sapement des rives concaves.* La comparaison d'anciens plans de Matam avec la position actuelle de la petite ville permet de chiffrer la vitesse de l'érosion. Elle montre que la berge a reculé de 54 m en 60 ans à côté du quai submersible (fig. 166). L'ancien poste militaire, construit en 1857, a été emporté par les flots du Sénégal.

Les renseignements obtenus dans certains villages et la comparaison des cartes du levé hydrographique de la mission MAZERAN (1906) avec les photographies aériennes au 1/15 000, prises en 1959, indiquent une *érosion moyenne de 1 à 1,50 m par an* pour les rives concaves des méandres les plus importants du fleuve. Des travaux de protection ont dû être faits dans la plupart des escales du fleuve pour freiner ce sapement à la montée de la crue. Il s'arrête lorsque les eaux débordent largement dans le lit majeur.

L'inondation *s'effectue d'abord par les brèches des anciens deltas de rupture de levée* (fig. 162). Au fur et à mesure que le niveau de la crue monte, les eaux passent par les ensellements des levées. Elles déposent alors une partie de leur charge solide, notamment des limons et sables fins, sur la rive convexe des méandres. Les Toucouleur appellent ces terrains sablonneux *falo* (fig. 61) ; ils y établissent leurs jardins potagers à la décrue. Les terrains du lit majeur, les *oualo*, sont progressivement submergés. L'étendue des terres inondées varie évidemment d'une année à l'autre en fonction des caractères de la crue[4] ; seules les parties les plus hautes du système de levées post-nouakchottiennes et les fragments de la terrasse du premier remblai ou les restes de dunes ogoliennes émergent par forte crue (fig. 161).

Les courants sont en général très faibles dans le lit majeur. Les eaux y restent plus ou moins longtemps selon l'importance de la crue et le modelé du terrain. Les parties élevées, atteintes uniquement par forte crue, ne sont submergées que très peu de temps. Par contre, *les cuvettes sont inondées pendant quatre à douze semaines. Les eaux plus ou moins stagnantes se décantent alors ; leurs éléments en suspension et en solution précipitent progressivement.*

Le niveau des eaux baisse par évaporation ou par vidange au cours de la décrue ;

1. J. TRICART, 1955 a.
2. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 e.
3. P. MICHEL, 1966 ; ce village est situé à une trentaine de kilomètres en aval de Bakel (feuille Sélibabi).
4. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 b.

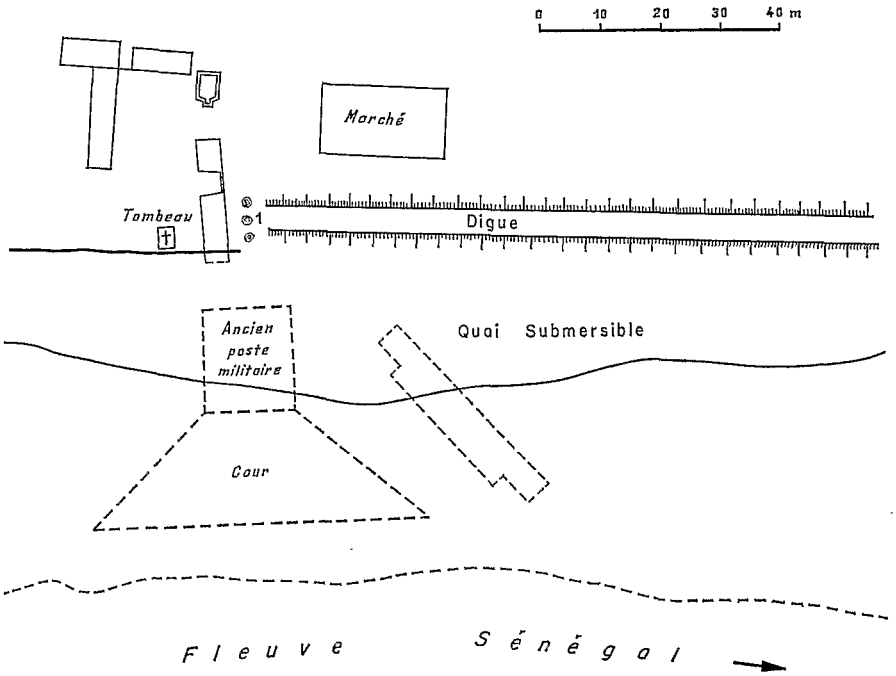


FIG. 166. — L'érosion de la rive concave du Sénégal à l'escale de Matam, d'après la comparaison de différents plans.

une partie s'infiltre et produit un engorgement temporaire des terres argileuses, très peu perméables[1]. Les marigots de vidange incisent le fond des cuvettes ; ils ne sont pas accompagnés de bourrelets, se distinguant ainsi des marigots de diffluence formés à partir d'anciennes ruptures de levées. *Lorsque les eaux se sont retirées et que le sol est ressuyé en surface, les cultivateurs sèment du sorgho.* Les champs de mil contigus occupent des superficies plus ou moins grandes dans les cuvettes argileuses, formant des *colladé*[2].

Mais les eaux stagnent beaucoup plus longtemps dans certaines parties de cuvettes, plus basses ou mal vidangées. La décantation s'y poursuit donc pendant une période beaucoup plus longue. C'est pourquoi leur sol est nettement plus argileux que celui des terrains inondés moins longtemps[3]. *De nombreuses mares subsistent jusqu'en fin de saison sèche dans le lit majeur,* bien qu'il ne tombe aucune pluie pendant neuf mois, d'octobre à juin[4], alors que l'évaporation enlève chaque jour une tranche d'eau de 7 à 8 mm pendant la période la plus chaude (fig. 17). Ces mares *(vendou)*, de formes et de dimensions très variables, occupent soit le fond de cuvettes très basses, soit des dépressions isolées par d'anciens deltas de rupture de levées, ou bien elles s'allongent dans des bras morts ou dans les chenaux des défluents.

Pendant la décrue, les clapotis taillent souvent une succession de banquettes dans

1. J. MAYMARD, 1957.
2. Singulier : *collengal.*
3. Cf. chap. I, 5 a.
4. Sauf quelquefois une ou deux pluies fines du *heug,* mais elles sont insignifiantes ; cf. 1re partie, chap. II, A 1 et 3 b.

les berges concaves, leur donnant un profil en marches d'escalier. *De nombreux* ***bancs de sable*** *apparaissent dans le lit du Doué et du Sénégal aux basses eaux en amont de Podor.* Ils occupent par place les deux tiers du lit à l'étiage, permettant ainsi de le traverser à gué. Ces dépôts sableux, caractéristiques d'un lit à fond mobile, présentent des aspects variables d'un endroit à l'autre. Parfois la surface des bancs est presque plane. Le plus souvent le fleuve a modelé une succession de « dunes hydrauliques » en forme de croissants, le flanc raide tourné vers l'aval.

Ces bancs sont constitués essentiellement de *sable moyen, bien trié* (fig. 167). Le matériel est un peu plus fin sur le front de la dune hydraulique (n° 1145 a) que sur son revers (n° 1145 b) d'après des prélèvements à Bohou en amont de Matam. Du sable grossier et des granules s'accumulent sur les sommets de ces grandes rides. Les bancs de sable de Keur Mour, en aval de Dagana, présentent la même granulométrie (K.M. 5) ; ils contiennent parfois une petite fraction de sable grossier (K.M. 6).

Certains niveaux de sable sont riches en *minéraux lourds.* L'analyse a porté sur un échantillon prélevé à Bohou, situé dans la partie amont de la vallée alluviale. Le cortège des minéraux lourds du banc de sable reflète la composition minéralogique des hautes levées post-nouakchottiennes[1]. Il contient notamment des amphiboles et du zircon ; les autres minéraux, épidote, tourmaline, staurotide et leucoxène y sont plus rares. Par contre, l'ilménite est beaucoup plus abondante que dans les levées post-nouakchottiennes, notamment aux petites tailles, entre 0,08 et 0,16 mm. Cette abondance indique d'importants apports de sable fin venant du haut bassin ; il se mélange au matériel d'origine locale issu de l'érosion des rives concaves de méandres.

Des bancs de sable se forment aussi aux points de diffluence des grands marigots où le courant de la crue faiblit. Les eaux abandonnent des éléments transportés au fond du lit en pénétrant dans les défluents ; ces dépôts sableux forment souvent un bouchon qui arrête l'eau à la fin de la vidange du lit majeur. Les chenaux des marigots les plus importants, comme le Diamel, sont aussi encombrés de bancs de sable. Leur matériel présente la même granulométrie que les dépôts du Sénégal et du Doué (fig. 167, n°s 1014 et 1123). Le courant dans les principaux défluents est donc comparable à celui du lit mineur du fleuve ; les flots de la crue sapent aussi les berges concaves et agrandissent les trains de petits méandres.

Plusieurs ***seuils rocheux*** *s'avancent dans le lit du Sénégal entre Maghama et Bogué lorsque le fleuve frôle le bord oriental de sa vallée.* Ces seuils sont formés de dalles de grès quartzite lutétien, recouvertes d'une patine ferromanganésique ; le dernier, qui se situe près de Dioudé Diabé (feuille Kaédi), se compose surtout de calcaire[2]. Le Sénégal n'a pas réussi à araser ces seuils et il semble incapable actuellement de creuser son lit en roches dures dans son parcours de Bakel à l'embouchure ; mais leur présence accélère l'érosion latérale en début de crue[3]. Par contre, le fleuve peut approfondir son talweg ou le modifier dans les formations sablonneuses. Ainsi il a recoupé le sommet d'un de ses méandres à Sadel, en aval de Matam ; le fragment du faisceau de levées subactuelles forme maintenant une grande île.

Les terres argileuses des ***cuvettes*** *se dessèchent progressivement après le retrait des eaux,* sous l'effet de l'évaporation et de l'harmattan, dont l'air chaud et très sec couvre souvent la vallée de janvier à mai. La présence de montmorillonite (tableau 36) confère à ces dépôts des propriétés de gonflement et de retrait importants. La surface du terrain se bosselle ; des micro-vasques circulaires, d'un diamètre de 0,50 à 1 m, se forment par endroits. Ainsi les terres *hollaldé* des cuvettes présentent souvent un *modelé gilgaï* en saison sèche. Un réseau de *grandes fentes de rétraction* découpe ces terrains argileux en une multitude de polygones. Elles ont plusieurs centimètres de large et peuvent descendre à une profondeur de 1 m. Sur ce réseau principal se greffe une polygonation secondaire de petites fentes ramifiées qui fragmentent les horizons superficiels du dépôt.

1. Cf. 5e partie, chap. II, C 2 b.
2. Cf. 1re partie, chap. I, C 2 b.
3. P. MICHEL, 1968 c.

Les cuvettes sursalées (sebkhas) du secteur littoral du Delta sont souvent soumises à une importante déflation éolienne. Elle se produit surtout en fin de saison sèche quand la terre est bien ameublie par la cristallisation du sel[1]. C'est aussi l'époque pendant laquelle soufflent des vents assez violents, alizés maritimes et tornades sèches. Une partie du matériel transporté en saltation est arrêtée par la végétation de salicornes et de tamaris des bordures de cuvettes. Il se dépose notamment sur leur bord sud et sud-est en petits bourrelets irréguliers d'agrégats de limon salé (feuille Saint-Louis).

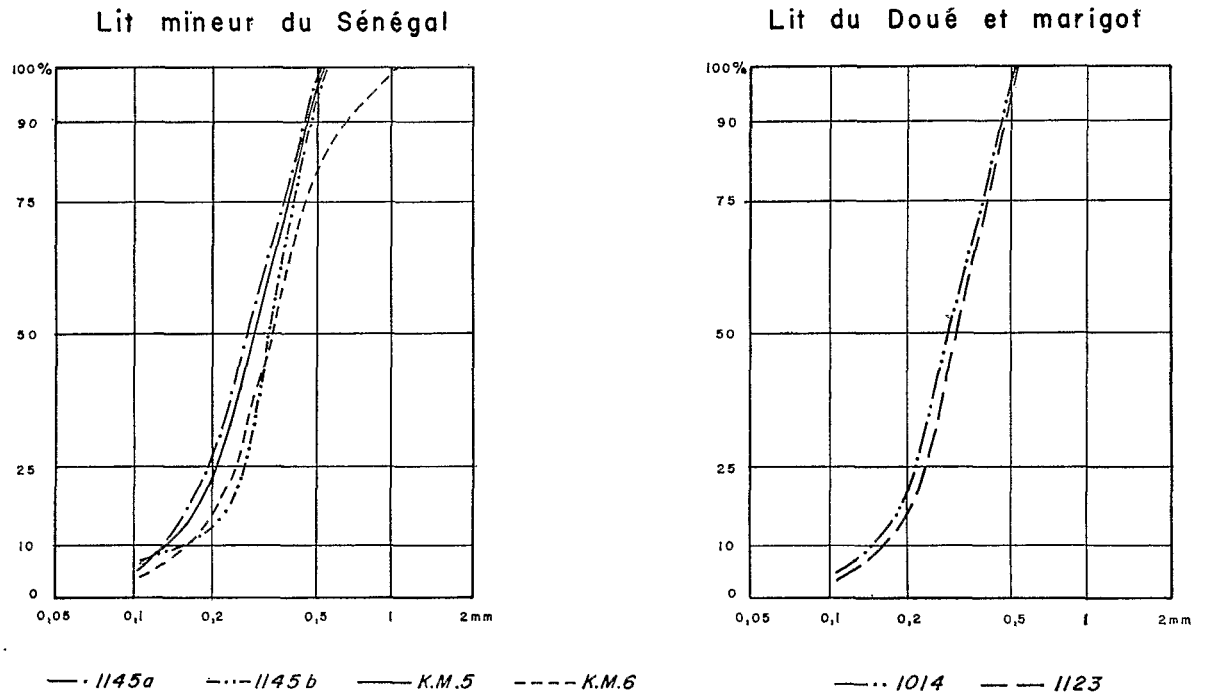


FIG. 167. — Bancs de sable du Sénégal et de défluents. Granulométrie.

Les anciens *cordons littoraux* et les dunes jaunes du Delta sont fixés par une steppe arbustive à acacias et par des buissons d'euphorbes. Les eaux de pluie s'infiltrent aisément dans leur matériel bien perméable ; des nappes douces se forment localement. Ces terres sablonneuses sont souvent cultivées en saison des pluies dans la région de Saint-Louis. Elles restent dénudées pendant la longue saison sèche et subissent alors une certaine déflation éolienne.

Les ***hautes levées fluvio-deltaïques*** post-nouakchottiennes de la basse vallée ne portent qu'une végétation très discontinue à buissons de *Salvadora persica. Les vents balaient en saison sèche ces terrains légèrement salés ;* ils emportent aisément les sables fins et limons, mais déposent une partie de leur charge dès qu'ils rencontrent un léger obstacle, que ce soient des touffes d'herbes ou des petits buissons. C'est pourquoi la surface de ces anciennes levées présente fréquemment des successions de bosses aplaties. *La déflation est plus importante sur les formations deltaïques à l'Ouest de Richard-Toll, dont les terres sont plus salées.* Les accumulations limono-sableuses forment des successions de *nebkas* aplaties fixées par de petites plantes herbacées (fig. 40 B). Les vents de sable, assez fréquents en fin de saison sèche[2], soulèvent le matériel de ces dépôts deltaïques et le transportent sur des distances plus grandes.

1. J. TRICART, 1954 c, 1955 b.
2. Cf. 1re partie, chap. II, A 2 b.

Le microrelief de nebkas se développe souvent autour des villages ou le tapis herbacé a été détruit par le surpâturage et par le piétinement.

La terre compacte et dénudée de ces hautes levées se dessèche complètement et durcit légèrement en surface au cours de la saison chaude. Les *premières pluies*, qui s'abattent dans la basse vallée à partir de fin mai, frappent directement le sol sans protection végétale. Le niveau du fleuve est très bas à cette époque de l'année puisque l'étiage absolu n'est atteint que le 3 juin à Bakel[1]. *Les eaux ruissellent puis ravinent par endroits les parties hautes du terrain*[2]. Les premiers ravins peuvent s'approfondir au cours des pluies ultérieures jusqu'à ce que les flots de la crue atteignent leur base.

Ces ravinements prennent une certaine ampleur sur les grandes levées post-nouakchottiennes qui bordent le Koundi (feuille Podor). Elles sont striées par de profonds ravins se digitant vers le haut. Les matériaux arrachés sont abandonnés dans le lit du marigot dont le fond commence à se colmater. La partie amont de cet ancien bras deltaïque[3] est complètement isolée du lit mineur du Sénégal. La crue du fleuve remonte maintenant son cours aval à partir de Gaé (feuille Dagana) jusqu'aux bouchons de sable qui obstruent le lit près de Légat, à la hauteur de Podor.

Mais ces ravins très localisés n'ont pas la même ampleur que ceux du domaine nord-soudanien qui ont transformé par place les dépôts du premier remblai en badlands. Dans le domaine sahélien l'érosion hydrique aboutit surtout à un décapage superficiel du sol par ruissellement diffus sur les interfluves. Son importance dépend d'abord de la nature des terrains.

b. Les autres secteurs

La dynamique actuelle présente des aspects divers et des intensités variables en fonction du modelé, de son substratum géologique et de l'alimentation des cours d'eau. A partir de ces critères on peut distinguer cinq secteurs, d'Est en Ouest : la vallée du Karakoro en amont de Bouli et le plateau de l'Assaba ; les hauts bassins du Gorgol et de l'oued Gharfa ; les buttes et plateaux en bordure de la moyenne vallée du Sénégal et de la basse vallée du Gorgol ; les ergs de dunes rouges fixées bordant la basse vallée du Sénégal ; les dunes littorales.

Le cours supérieur du ***Karakoro*** a entaillé l'erg ogolien et coule dans les dépôts sableux du deuxième remblai (fig. 158). Son lit se transforme en un chapelet de mares après la crue. A la hauteur de Kankossa le chenal est occupé par une mare permanente très allongée, large de 100 à 400 m. *Il semble que cette rivière n'ait plus aucune action géomorphologique maintenant* et qu'elle se borne à servir de collecteur pendant la crue. On ne voit nulle part une berge érodée ou un banc de sable dans son lit[4]. Par contre les petits oueds dévalant du massif dunaire ou les affluents, qui descendent des plateaux gréseux de l'Afollé et de l'Assaba, décrivent de nombreux méandres et leurs lits sont encombrés de sable, de taille moyenne et assez bien trié. Quelques ravinements sporadiques incisent les flancs des dunes élevées à l'Est de la vallée (fig. 158). La *déflation éolienne* est limitée, mais non négligeable. Il ne se produit aucun déplacement de dune ogolienne ; mais lorsque le sable dunaire n'est plus protégé par le tapis végétal, le vent emporte des éléments fins qui s'accumulent sur les crêtes des dunes au sable rose dominant la dépression creusée à la base des grands versants de l'Assaba.

*Les plateaux de grès cambro-ordoviciens de l'****Assaba*** *portent des marques de la thermoclastie*[5]. Les roches se fragmentent en blocs et en éclats ou subissent une désagrégation granulaire (fig. 42). De gros blocs de grès quartzite continuent à se détacher des grandes corniches selon le réseau de diaclases (fig. 43). D'après S. DAVEAU (1963, p. 30), ces versants gréseux apparaissent « comme des formes vivantes quoique évoluant selon un rythme fort peu rapide.

1. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 c.
2. P. MICHEL, 1968 c.
3. Cf. 5e partie, chap. II, C 2 a.
4. P. MICHEL, 1960 b.
5. Cf. 2e partie, chap. I, A 2.

Les blocs détachés de la corniche glissent lentement, entraînés vers le bas par des processus divers, mais, sauf exception, ils sont totalement désagrégés avant d'avoir atteint le bas d'un versant où le ruissellement évacue les débris fins ». On remarque par place des ravins à la base des versants ; ils se forment aussi localement sur les pentes couvertes d'éboulis. Des glissements peuvent se produire à la partie inférieure des versants dans les affleurements de pélites.

A l'Ouest et au Sud-Ouest de l'Assaba s'étendent *les* ***vastes surfaces planes*** *que traversent le Gorgol Blanc, le Gorgol Noir et l'oued Gharfa.* Des inselbergs et les crêtes appalachiennes des Monts Oua Oua se dressent au-dessus du bas glacis (fig. 160). De nombreux petits oueds entaillent leurs flancs raides, puis se rassemblent sur le bas glacis en un réseau hiérarchisé, d'allure dentritique, légèrement incisé dans les dépôts superficiels meubles.

Les terrains plats du bas glacis, à pente extrêmement faible de 0,5 à 1°, sont façonnés par l'***érosion aréale.*** Ce glacis a recoupé surtout des formations imperméables de schistes, pélites, granites et amphibolites. Le recouvrement de matériel meuble est peu épais ; ce sont généralement des sables argileux très peu perméables, contenant parfois des graviers de quartz et des gravillons ferrugineux. *Un glaçage imperméabilise souvent ces dépôts superficiels.* Les premières averses, tombant sur une terre dénudée, détruisent les agrégats du sol ; les particules de limon et d'argile comblent les vides et les petits creux de la surface. Ainsi se forme une mince croûte lisse dans le matériel finement lité[1]. Ce glaçage superficiel engendre un ruissellement diffus très important. *L'écoulement des eaux sur les parties supérieures du glacis arrache par endroits des plaques de terre compactée.* Les arrachements s'étendent sur plusieurs mètres ; les dénivellations sont généralement de 4 à 5 cm, mais quand la pente est un peu plus forte, elles peuvent atteindre 20 cm. Ces faibles décrochements donnent au glacis un profil en marches d'escalier miniatures[2]. *Les matériaux arrachés par le ruissellement sont déposés à très faible distance où ils colmatent des creux du terrain.* Ainsi se produit à la longue un déplacement du matériel meuble vers les parties basses du glacis, dont l'allure générale reste plane. Des ravines apparaissent localement, surtout sur les sols ferrugineux tropicaux du Guidimaka situé en secteur sud-sahélien[3].

Lorsque les terrains du bas glacis ne sont pas compactés par le glaçage superficiel, une certaine *déflation éolienne* se manifeste en saison sèche. Le vent soulève des tourbillons de poussière, emportant les limons et les sables fins. Ainsi le vannage des regs, jonchés de graviers et gravillons, se poursuit actuellement.

L'action des petits *cours d'eau* n'est pas négligeable. Les oueds descendant du rebord occidental de l'Assaba entaillent les dépôts sableux de la plaine de piémont (fig. 159). Ainsi l'oued Bounguel trace plusieurs méandres et ses crues sapent les rives concaves ; ses eaux sont donc très chargées en sables et limons. Malgré la violence des crues, les principales rivières, c'est-à-dire les deux branches du Gorgol, l'oued Gharfa et leurs affluents, n'arrivent que difficilement à évacuer la masse de matériel charrié par le réseau très hiérarchisé. Elles se divisent par endroits en une série de chenaux instables, séparés par des levées et des grands bancs de sable où s'installent souvent des *Acacia nilotica*[4]. Ailleurs, ces cours d'eau serpentent au milieu de leur lit majeur en dessinant de nombreux méandres divagants (fig. 160). La pente de leur profil en long devient extrêmement faible.

Les crues du *Gorgol* se répandent dans sa vallée alluviale en aval d'El-Kseiba[5]. Son lit est à peine incisé dans les terres argileuses (feuille Kaédi). Ses berges, en pente douce, présentent un profil convexo-concave[6]. Il ne se produit plus de sapement ; aucun banc de sable n'apparaît dans le chenal après le retrait des eaux. La vallée alluviale se vidange progressivement en fonction de la décrue du Sénégal. Le lit du Gorgol sert alors de drain. Mais c'est un drain peu

1. Les mécanismes aboutissant au glaçage des terres en milieu subaride ont été décrits notamment par G. Bocquier, M. Gavaud, 1964, et par J. Tricart, A. Cailleux, 1965.
2. Elles ont déjà été remarquées par P. Audry, 1961, et par R. Maignien, 1961 b, lors de leurs études pédologiques.
3. P. Audry, 1961.
4. J. Tricart, 1956 c.
5. Cf. 1re partie, chap. II, B 1 b.
6. P. Michel, 1956 c.

efficace, vu l'absence de pente, ses nombreuses sinuosités et sa très petite section transversale ; en outre, quelques bouchons sableux près du confluent gênent le reflux des eaux. C'est pourquoi elles stagnent très longtemps dans les parties basses où elles disparaissent par évaporation.

*Des **buttes et plateaux** plus ou moins échancrés s'élèvent de part et d'autre des vallées alluviales du Gorgol et du Sénégal dans les régions de Maghama, Matam et Kaédi.* L'érosion mécanique continue à attaquer ces buttes et ces plateaux taillés dans les grès du Continental terminal ou du Lutétien, recouverts d'une cuirasse ferrugineuse protectrice (fig. 168 a). Les grès hétérogènes et souvent friables se détachent par blocs de taille variable qui se désagrègent rapidement. La *désagrégation granulaire* s'exerce aussi directement sur les parois rocheuses,

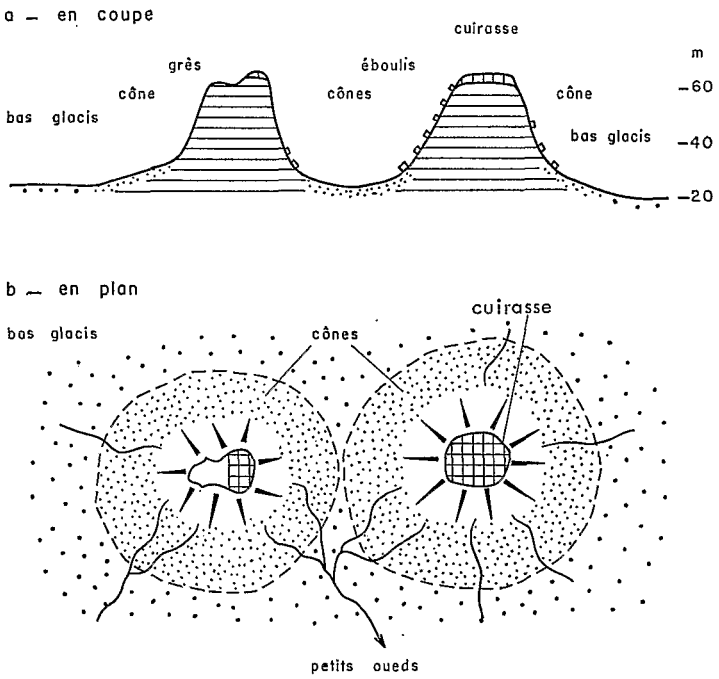


FIG. 168. — Buttes de grès du Tertiaire en bordure des vallées du Sénégal et du Gorgol inférieur.

creusant par endroits des taffonis et des petites grottes. Le sable s'accumule au pied des buttes ou des plateaux, formant des cônes très aplatis d'une pente moyenne de 5°. Leur plan incliné raccorde le versant au bas glacis dont la pente n'est généralement que de 1°. Des débris de cuirasse s'éparpillent souvent sur les parties inférieures des versants. Ces éboulis forment un pavage continu sur les flancs de certaines buttes ; l'érosion des grès est bloquée dans ce cas. Sur d'autres buttes, la cuirasse ferrugineuse a disparu et la fragmentation se poursuit dans les grès déjà très érodés.

L'évacuation de ces dépôts de sable ou de gravier ferrugineux, accumulés sur les basses pentes, est très déficitaire. Un chevelu de petits oueds incise les cônes sableux autour des buttes et au pied des plateaux ; encaissés d'environ 1 m, ils se perdent en débouchant sur le glacis (fig. 168 b). Cependant certains d'entre eux se rejoignent pour former un oued plus important qui entaille les dépôts sableux du bas glacis sur 1 à 1,50 m. Ces oueds coulent uniquement après les très fortes averses, peut-être quatre ou cinq fois dans l'année. Ils entraînent alors du sable qu'ils déposent dès que leur débit diminue. Aussi leurs lits sont-ils toujours encombrés de dépôts sableux. Quelques ravinements apparaissent à la bordure de la vallée du Sénégal dans les terrains du bas glacis ou du premier remblai.

Un écoulement sporadique se produit aussi sur le vaste plateau du ***Ferlo*** lorsque sa cuirasse ferrugineuse est recouverte d'un mince dépôt de sable argileux bien tassé[1]. On y observe de nombreuses traces de ruissellement diffus après les fortes averses. Un chevelu hydrographique élémentaire s'est constitué par place ; il aboutit à des *chapelets de mares* où les eaux se décantent[2]. Cette sédimentation fine dans les parties déprimées tend à niveler le terrain. *La vallée morte du Bounoum, au Nord-Ouest de Linguère* (pl. I), *est colmatée progressivement* par les apports des petits oueds latéraux et par les dépôts au pied des ravins incisant son rebord. Les oueds charrient du sable qu'ils abandonnent dans le sillon du Bounoum sous forme de cônes aplatis. Le colmatage est déjà très avancé dans la partie amont de la vallée morte puisque les troncs des gros arbres sont souvent à moitié enfouis dans des dépôts sablo-limoneux.

Les ***dunes rouges fixées*** *en bordure de la basse vallée du Sénégal* sont très peu affectées par la dynamique actuelle. Même pendant les fortes averses, *les eaux s'infiltrent dans leur matériel bien perméable.* Le tapis herbacé de la steppe arbustive, encore bien fourni, limite aussi le ruissellement. Mais le couvert végétal se raréfie vers le Nord et oppose moins de résistance à l'écoulement superficiel des eaux. Dans la région de Boutilimit (pl. I) les bas versants des grands cordons dunaires, légèrement plus argileux, sont souvent incisés par un réseau de petits ravins. Les eaux ruisselées inondent les interdunes où elles stagnent quelque temps en un chapelet de mares avant de disparaître surtout par évaporation ; leurs minces dépôts d'argile grise recouvre les calcaires argileux des gouds[3], imperméabilisant le terrain.

Les remaniements éoliens actuels sur ces dunes fixées sont minimes en bordure de la vallée du Sénégal. On n'observe une reprise du sable qu'en quelques rares endroits où le tapis herbacé a été détruit par le passage répété des hommes et des bêtes ou par surpâturage[4]. Du sable peut s'accumuler localement sur le sommet d'une dune, mais la dune elle-même ne se déplace nullement. Ainsi les affirmations de certains chercheurs du début de notre siècle, selon lesquelles « les vents poussent chaque année le front abrupt des dunes vers le Sud »[5] puisque « les dunes ne sont fixées que temporairement »[6] s'avèrent inexactes. Nos recherches géomorphologiques montrent que la limite septentrionale de la basse vallée ne s'est guère modifiée depuis le Nouakchottien, c'est-à-dire depuis au moins 5 000 ans. Le lit majeur du Sénégal s'est même légèrement élargi puisque le bras du Koundi a sapé en plusieurs endroits les extrémités des cordons dunaires lors de l'édification du delta post-nouakchottien.

La déflation éolienne prend de l'importance lorsqu'on quitte les bords de la vallée pour des régions plus septentrionales. Des remaniements apparaissent près de la rive orientale du lac Rkiz où les vents d'Est ont accumulé des sables au sommet de certaines dunes. *Ils sont beaucoup plus fréquents et plus étendus vers Boutilimit* (pl. I). Souvent plusieurs bourrelets de sable rouge s'allongent sur les parties hautes des cordons dunaires à peine fixées par un tapis végétal très discontinu. La dune du poste de Boutilimit est complètement ravivée et une succession de barkanes s'est formée sur son sommet.

Les alizés maritimes, qui soufflent presque en permanence dans le ***secteur littoral*** *en saison sèche, déplacent aisément le sable.* Ils remanient des dunes du Trarza occidental dont le modelé est très confus[7]. Ces vents balaient aussi les cordons dunaires surbaissés de l'*erg du Cayor*, généralement cultivés en saison des pluies. La culture appauvrit ces sols sableux en matière organique[8]. Les horizons superficiels du sol perdent leur structure et deviennent très sensibles à la déflation éolienne[9]. Les alizés emportent les particules fines de la taille des

1. P. Michel, A. Naegelé, Ch. Toupet, 1969.
2. Cf. 1re partie, chap. II, B 2 a.
3. Cf. 5e partie, chap. II, A 1 c.
4. P. Michel, 1957 b, 1968 c.
5. Y. Henry, 1918, p. 16.
6. H. Hubert, 1917, p. 104.
7. Cf. 5e partie, chap. I, B 2 a et chap. II, C 3 a.
8. Cf. 2e partie, chap. III, A 1 b.
9. G. Aubert, R. Maignien, 1949 a.

limons et des sables fins. Ainsi la surface du sol se couvre progressivement d'un lit de sable grossier, de couleur rose, que le vent n'arrive pas à déplacer.

Mais la déflation éolienne la plus importante s'exerce sur les dunes littorales. Les alizés prennent en charge du sable sec de la haute plage[1] pour édifier des dunes vives et blanches. Ils creusent par endroits des « caoudeyres » dans les dunes subactuelles semi-fixées[2] et déplacent les *dunes ravivées.* Celles-ci envahissent certaines niayes, notamment dans la région de Lompoul et au Sud de Mboro (fig. 131). A. RAYNAL (1963) a pu préciser le déplacement des dunes subactuelles ravivées en comparant les photographies aériennes de diverses missions, prises entre 1943 et 1961 dans la région de Kayar. Les différentes dunes ont avancé de 2,70 à 4,30 m par an au cours de ces 18 années. Ces chiffres ont été vérifiés par des observations sur le terrain, puisque d'octobre 1960 à juin 1961 on a mesuré un déplacement de 4 à 4,50 m.

La flèche littorale de la *Langue de Barbarie* est sapée par le déferlement des vagues lors des grandes marées[3]. L'érosion marine menace les cases des pêcheurs de Ndar Tout et de Guet Ndar, les quartiers de Saint-Louis construits sur ce mince cordon littoral (fig. 136). C'est pourquoi on essaie depuis le début de ce siècle de le stabiliser par l'installation de pieux en bois, la construction d'épis et la plantation de filaos *(Casuarina equisetifolia).*

1. F. OTTMANN, 1965.
2. Cf. 5e partie, chap. II, C 3 a.
3. La dynamique littorale a été étudiée par A. GUILCHER, J. P. NICOLAS, 1954.

Chapitre III

Essai de corrélations

L'étude géomorphologique des bassins des fleuves Sénégal et Gambie montre l'importance des fluctuations bioclimatiques qui ont déterminé les principales étapes de la morphogenèse au cours des temps géologiques. Les mêmes reliefs se trouvent dans d'autres régions tropicales de l'Afrique au Nord de l'équateur. Nous nous bornerons ici à établir certaines corrélations avec des régions souvent fort éloignées pour mieux situer l'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Gambie dans son cadre plus général, celui de la vieille plate-forme africaine.

1. LES SURFACES D'APLANISSEMENT

Les recherches de divers géographes, géologues et pédologues au cours des vingt dernières années ont montré l'existence de *plusieurs surfaces d'aplanissement étagées, généralement couvertes de cuirasses latéritiques ou ferrugineuses.* Leurs lambeaux sont encore étendus dans les régions montagneuses de la Dorsale guinéenne, du Nigeria central et du Cameroun. Des témoins subsistent aussi sur des reliefs moins importants, tels les plateaux gréseux de Banfora, de Bandiagara, du Tagant et de l'Adrar mauritanien, et même sur de grands inselbergs. Certaines de ces montagnes se situent actuellement dans les domaines subéquatorial et équatorial, couverts par la forêt dense, d'autres dans les domaines tropical sec et désertique (fig. 130).

G. Rougerie et M. Lamotte[1] ont identifié plusieurs niveaux d'aplanissement dans la ***chaîne du Nimba,*** *l'un des principaux massifs de la Dorsale guinéenne,* situé aux frontières de la Côte d'Ivoire, du Libéria et de la Guinée (fig. 130). Le plus élevé se trouve à une altitude de 1 600 m ; il serait une relique de la surface de Gondwana, définie par L. King en Afrique centrale et australe comme datant du Jurassique[2]. Le deuxième niveau se situe vers 1 300 m ; il représente un stade de « maturité avancée ». Le troisième niveau, à 800 m, est beaucoup plus développé ; il est rattaché à la surface africaine de L. King, qui s'est achevée entre la fin du Crétacé et le Tertiaire moyen. *Ces trois surfaces correspondent vraisemblablement à celles que nous avons définies dans le Fouta Djalon.* Mais elles auraient été soulevées à des altitudes

1. *In* J. Ch. Leclerc *et al.*, 1955.
2. On admettait que le continent du Gondwana s'est disloqué au début du Crétacé. Selon D. Reyre, 1966 b, « la disjonction supposée de l'Afrique et de l'Amérique est très ancienne et remonte au moins au milieu du Paléozoïque (Dévonien) ». Mais d'après les études récentes sur les « plaques », le Libéria et le Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire étaient probablement encore liés au Nord-Est du Brésil à la fin du Jurassique, alors que la séparation des continents plus au Nord est certainement plus précoce (renseignement oral de H. Faure).

plus grandes dans le « môle nimbien » par les mouvements épeirogéniques successifs. Ainsi la surface du Fantofa, située à une altitude moyenne de 600 m, serait l'équivalent du niveau de 800 m. L'examen des dépôts corrélatifs confirme cette interprétation.

L'évolution géomorphologique de la chaîne du Nimba peut être comparée à la sédimentation dans le bassin littoral de Basse-Côte d'Ivoire, connue surtout grâce aux sondages profonds des géologues pétroliers. D'après la synthèse de A. de SPENGLER et J. R. DELTEIL (1966), on trouve à la base une formation continentale essentiellement constituée de sables, de grès, de conglomérats et d'argiles versicolores, mise en place au cours du Crétacé inférieur. L'Albo-Aptien, d'origine marine, est transgressif sur cette série continentale ; il comprend surtout des argiles feuilletées. Par contre le Cénomanien, de caractère régressif, est formé en majeure partie de conglomérats, de grès et de sables d'origine souvent fluviatile. Après la transgression du Sénonien-Turonien se déposent surtout des argiles sableuses à petits bancs calcaires pendant le Paléocène et l'Éocène. Ainsi les principales périodes de sédimentation détritique se situent au Crétacé inférieur et au Cénomanien. Elles correspondent sans doute au soulèvement et à l'érosion des premier et deuxième niveaux d'aplanissement, qui dateraient donc du Jurassique et de l'Albo-Aptien, comme dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie (fig. 63). La troisième surface s'est probablement aussi achevée pendant l'Éocène inférieur[1] puisque la sédimentation était alors fine et en partie au moins d'origine chimique.

Plus récemment, G. GRANDIN et J. DELVIGNE (1969) ont défini les niveaux cuirassés dans la région de Toumodi en ***Moyenne Côte-d'Ivoire.*** Des cuirasses bauxitiques coiffent les reliefs les plus élevés de la région à une altitude de 500 m[2] ; elles « sont formées par l'induration de la partie supérieure d'un épais manteau d'altération couvrant une pénéplaine évoluée, au terme d'une longue période de climat chaud et humide » (p. 1475). Ce niveau représente la *surface éocène.* Des cuirasses ferrugineuses s'étendent en contrebas de ces reliefs résiduels, vers 300 m. Ces cuirasses « sont des accumulations absolues mises en place dans de vastes glacis disparus ». Elles ne subsistent souvent que sous forme de petits témoins. Ce niveau 300 est rattaché à la *surface pliocène.* Le paysage de grands inselbergs de la région de Toumodi, portant des lambeaux du recouvrement latéritique induré de la surface éocène et quelques restes de cuirasses pliocènes, ne rappelle-t-il pas celui des régions que traversent la Falémé et la moyenne Gambie ? Il a été modelé aussi dans les formations volcano-sédimentaires du Birrimien.

Dans son étude du Cameroun occidental, B. GÈZE (1943) avait déjà distingué plusieurs phases de pénéplation, certaines accompagnées de latéritisation, entrecoupées par des mouvements tectoniques et d'importantes éruptions volcaniques. Depuis lors, dans un article de synthèse sur les sols et la géomorphologie du ***Cameroun,*** P. SÉGALEN (1967) a montré l'extension des différentes surfaces d'aplanissement sur l'ensemble du territoire et dans les pays voisins. Elles s'étagent dans le Centre et le Sud du Cameroun en une série de gigantesques marches d'escaliers depuis la côte jusqu'aux hauts reliefs de l'Adamaoua ; dans le Nord elles ont été morcelées par des dislocations tectoniques et par la profonde entaille du réseau de la Bénoué.

Ces surfaces sont couvertes de cuirasses ou de sols ferrallitiques. La *plus ancienne,* d'âge probablement anté-Crétacé, subsiste en lambeaux sur les parties élevées de l'Adamaoua et sur le plateau Bamiléké, où elle se situe entre les altitudes de 1 200 et 1 500 m ; c'est la surface « gondwanienne ». Cet aplanissement généralisé a été suivi par un autre au Crétacé, « dont le développement a été accompagné de mouvements tectoniques (...) et marqué par de puissants épanchements volcaniques basiques ». La *deuxième surface* se développe largement dans l'Adamaoua entre 800 et 1 000 m ; on la retrouve sur le plateau Bamoum, au Sud-Ouest de l'échancrure de la plaine Tikar, et dans les Monts Mandara, au-delà du fossé de la Bénoué. Elle se prolonge vers l'Est en République Centrafricaine. Cette pénéplaine a été ensuite

1. Cf. 3e partie, chap. I, C 2 b.
2. Cf. aussi l'étude de G. GRANDIN, 1968, sur la région du Blafo-Guéto.

soulevée[1]. Au début du Tertiaire, une *nouvelle surface* s'étend dans toute la moitié méridionale du Cameroun et, en outre, dans le Nord du Gabon, au Congo Brazzaville et en République Centrafricaine. Son altitude varie entre 600 et 750 m. Les épanchements volcaniques se poursuivent à cette époque dans l'Ouest et le Centre du Cameroun. A la fin du Tertiaire une nouvelle *phase d'érosion* aboutit à la formation d'une surface localisée dans l'extrême Sud-Ouest du pays, où elle s'étend sur 150 à 200 km ; son altitude s'élève régulièrement depuis le niveau de la mer jusque vers 350 m.

Ainsi on retrouve au Cameroun et dans les pays voisins d'Afrique centrale les mêmes aplanissements que dans les bassins du Sénégal et de la Gambie. Ces surfaces se situent approximativement aux mêmes altitudes et leurs âges semblent correspondre. Au Cameroun central et méridional les pénéplaines du Secondaire et de l'Éocène occupent encore la majeure partie du pays. Elles sont cependant très disloquées par les mouvements tectoniques d'après les études en cours de P. FRITSCH sur l'Adamaoua[2]. Comme le climat y était presque toujours de type subéquatorial ou tropical humide, les aplanissements n'ont subi qu'une lente dégradation, qui se traduit par un modelé de plateaux à peine entaillés ou de collines en demi-orange[3]. Par contre, dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, les mêmes surfaces ont été largement défoncées au cours des périodes plus sèches du Tertiaire et du Quaternaire, qui ont favorisé l'érosion mécanique. De ce fait la surface pliocène s'est étendue loin à l'intérieur des bassins, nivelant les formations peu résistantes, et ensuite le développement des glacis le long des artères du réseau hydrographique a grignoté encore les restes de ces surfaces.

Les reliefs résiduels du ***Ghana*** méridional sont coiffés de cuirasses bauxitiques. W. BRÜCKNER (1956) les a étudiées en détail ; la comparaison avec les latéritoïdes phosphatés de Thiès a montré de grandes analogies[4]. T. E. HILTON (1963) a trouvé des restes d'un recouvrement latéritique sur les plateaux gréseux de Gambaga dans le Nord-Est du Ghana (fig. 130). Ils se situent entre les altitudes 425 et 535 m. Ces témoins jalonneraient la surface africaine de L. KING, façonnée au début du Tertiaire. Des petites buttes cuirassées, d'une altitude de 165 à 230 m, seraient des fragments de la surface d'érosion formée à la fin du Tertiaire ; elles s'élèvent à 12-15 m au-dessus de la topographie actuelle.

S. DAVEAU (1959, 1960) a étudié les cuirasses, souvent étagées, sur les ***plateaux de Bandiagara et de Banfora,*** *dans le Sud-Est du Mali et le Sud-Ouest de la Haute-Volta* (fig. 130). Elles constituent sur le plateau de Banfora un niveau assez continu entre les altitudes 500 et 550 m, dominé par des buttes cuirassées s'élevant à 700-750 m ; cette latérite est parfois bauxitique. Le niveau 500-550 m correspondrait à la troisième surface d'âge éocène, tandis que les restes de cuirasse sur les buttes pourraient être des témoins de la deuxième surface des bassins du Sénégal et de la Gambie, qui se serait achevée au cours de l'Albien. Récemment J. C. LEPRUN (1969) a identifié sur le plateau de Bandiagara et à sa bordure orientale une cuirasse à faciès souvent bauxitique, de couleur crème à plages roses, et une cuirasse à pisolites rouges cimentés par des oxydes de fer. Ces deux formations indurées marqueraient l'extension des surfaces éocène et pliocène ; elles s'abaissent maintenant vers la vallée du Sourou, probablement à la suite de gauchissements tectoniques. L'étude des faciès des cuirasses conservées sur *certains inselbergs du socle en Haute-Volta septentrionale* a permis à R. BOULET (1969) de distinguer aussi une cuirasse bauxitique, très massive, à une altitude de 500 à 520 m, et une cuirasse à texture pisolitique dans sa partie supérieure, qui présente une remarquable analogie de faciès avec ceux de la cuirasse du niveau 300 m de Moyenne-Côte d'Ivoire ; la cuirasse pisolitique culmine vers 440 m à proximité des reliques de la cuirasse bauxitique, puis s'abaisse lentement vers le Niger par une pente voisine de 1 °/₀₀.

Des panneaux de surfaces d'aplanissement sont encore conservés sur les plateaux gréseux

1. Une importante épeirogenèse s'est produite au Cénomanien le long de l'axe cristallin de l'Adamaoua ; cf. D. REYRE, 1966 a.
2. Renseignement oral.
3. Cf. l'étude de D. MARTIN, 1967, sur le Centre-Cameroun.
4. Cf. 3e partie, chap. I, C 2.

*du **Tagant** en Mauritanie* (fig. 130). Dans les parties orientale et centrale du massif s'étendent de vastes plateaux monotones, couverts de cuirasse ou de nappes de gravillons ferrugineux[1]. Ils correspondent à deux surfaces emboîtées. Le niveau supérieur, le mieux élaboré, s'élève à 550 m au Sud-Est de Tidjikja. Le niveau inférieur se présente plutôt sous forme de larges bassins développés selon l'axe de grandes oueds. La dénivellation entre les deux surfaces est en moyenne de 60 m. *Ces hauts bowé rappellent dans une certaine mesure ceux du Plateau Mandingue méridional.* Mais les revêtements cuirassés du Tagant, sans doute moins épais à l'origine, ont subi une fragmentation beaucoup plus intense en milieu sahélien. D'après l'évolution générale du relief, nous avons rattaché, à titre d'hypothèse, ces deux niveaux à la deuxième et à la troisième surface des bassins du Sénégal et de la Gambie.

*Les couches monoclinales de l'**Adrar mauritanien** ont aussi été tronquées par plusieurs surfaces d'aplanissement.* La plus ancienne est conservée sur le plateau de Chinguetti à une altitude d'environ 700 m, où elle recoupe la série de grès ordoviciens ; nous y avons trouvé avec Mme Daveau-Ribeiro une cuirasse ferrugineuse, très compacte, épaisse de 2,50 m, s'élevant au milieu des sables à 8 km au Nord de Chinguetti[2]. Une nouvelle surface a nivelé les séries de l'Infracambrien et du Cambrien inférieur du baten d'Atar, s'arrêtant au pied du Grand Dhar. La surface la plus récente s'est développée dans les formations du socle de l'Amsaga, mettant en relief la couverture paléozoïque de l'Adrar. Cette dernière surface semble se raccorder au sommet des dépôts du Continental terminal affleurant au Sud-Ouest d'Akjoujt[3] ; elle daterait donc de la fin du Pliocène. Les surfaces antérieures seraient d'âge éocène et crétacé.

Au cours du Crétacé supérieur et au début de l'Éocène, la mer occupait de vastes superficies en Afrique occidentale et centrale pendant que la troisième surface se développait sur les terres émergées. La ***sédimentation fine***, de nature essentiellement chimique, au cours du Paléocène, de l'Éocène inférieur et moyen dans le golfe sénégalo-mauritanien[4] prouve que cette pénéplaine s'est achevée sous un climat tropical humide engendrant une profonde altération latéritique. La même sédimentation, avec d'épais niveaux d'argiles à montmorillonite et à attapulgite, s'est produite à cette époque dans le grand bassin intérieur du Niger, entre Niamey et l'Adrar des Iforas (fig. 4), et dans le bassin côtier du Dahomey-Togo[5].

Certaines régions émergeaient progressivement comme celles de Thiès et du massif de Ndiass. Au ***Niger oriental***, H. Faure (1962 b) a trouvé au-dessus des derniers niveaux marins fossilifères du Crétacé supérieur (Turonien supérieur ?) des *bauxites* blanches à roses, assez siliceuses ; elles semblent provenir de l'altération des argiles sous-jacentes. Ailleurs apparaissent des grès à dalles ferrugineuses. Ces niveaux d'altérites indurées s'échelonnent depuis Agadem jusque dans la région de Bilma. Ils sont recouverts en certains endroits par des dépôts de faciès identiques au Continental terminal post-Éocène moyen du Niger occidental ; ce sont des grès argileux terreux à bancs d'oolites et pisolites ferrugineux.

Ainsi cette importante phase d'altération sur les terres émergées s'est étendue loin vers le Nord dans les régions sahariennes, maintenant hyperarides : la moyenne annuelle des précipitations est inférieure à 25 mm pour la station de Bilma ! Elle a aussi affecté le massif de l'***Atakor** dans le Hoggar* (fig. 4). P. Bordet (1951) y a signalé la présence de latérites fossiles entre des coulées de basalte. Les études détaillées de P. Rognon (1967) montrent l'existence d'une vieille surface sommitale « modelée sous un climat de type tropical à saisons contrastées avec une altération assez profonde du socle précambrien » (p. 531). Elle est recouverte de sédiments gréseux et argileux qui ressemblent aux dépôts de la fin du Continental intercalaire. Les premières coulées de basaltes sont peu altérées. Ensuite apparaissent des *sols rouges* correspondant, d'après les analyses, à une altération sous climat soudanien : elle se serait

1. S. Daveau, P. Michel, 1969.
2. S. Daveau, 1967.
3. Cf. 3e partie, chap. II, B 2 b.
4. P. Elouard, 1959 ; cf. 3e partie, chap. I, C 2 a.
5. H. Radier, 1959 ; M. Slansky, 1962 ; G. Millot, 1964, a fait la synthèse de ces travaux.

produite au cours de l'Éocène. Ainsi les précipitations auraient été moins abondantes dans la partie centrale que dans les régions méridionales du Sahara.

Ces sols rouges de l'Atakor sont fossilisés par un nouvel empilement de coulées basaltiques peu altérées. Ce môle tectonique s'est soulevé au cours du Tertiaire et a été entaillé par le réseau hydrographique. Nous avons montré qu'un ***soulèvement*** épeirogénique a affecté le Fouta Djalon et le Plateau Mandingue après le Lutétien (fig. 65), engendrant une importante érosion différentielle dans les formations du socle et de sa couverture sédimentaire (fig. 76). Il en a été de même pour la Dorsale guinéenne, l'Aïr[1] et l'Adrar des Iforas (fig. 4), ainsi que pour les plateaux gréseux de Bandiagara, Banfora, Gambaga, de l'Adrar mauritanien et du Tagant.

Les éléments détritiques se sont sédimentés dans les régions basses, recouvrant fréquemment les séries marines de l'Éocène inférieur et moyen : ce sont les *dépôts gréseux du Continental terminal* qui occupent de vastes superficies en Afrique occidentale. Comme dans les bassins du Sénégal et de la Gambie, la ***surface fini-pliocène*** est dans toutes ces régions une surface mixte : de remblaiement sur le sommet du Continental terminal, d'érosion dans les formations tendres pour les parties soulevées des plates-formes ouest-africaine et saharienne[2]. Elle a été couverte d'une cuirasse latéritique, devenant ferrugineuse dans les régions septentrionales, sahéliennes et sahariennes. Cette surface a été généralement disséquée par les entailles successives au cours du Quaternaire. Les débris de cuirasses ont alimenté les nappes d'épandages et ils ont été souvent recimentés par les oxydes de fer.

2. LES NIVEAUX QUATERNAIRES

Des **glacis** se sont développés pendant le Quaternaire ancien et moyen dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Ils ont été façonnés au cours de périodes à climat de tendance subaride lorsque la rareté ou l'absence de végétation permettait une érosion aréale par ruissellement diffus. *Le haut et le moyen glacis ont été recouverts de cuirasses ferrugineuses*, à faciès généralement conglomératique ou gravillonnaire, pendant les périodes humides ; le climat soudanien débordait alors le bassin du Sénégal vers le Nord[3]. *Le bas glacis, plus récent, n'est pas cuirassé.* Ces glacis se rattachaient à des lambeaux de terrasses dont le matériel est cimenté en poudingue par les oxydes de fer. Le tableau 37 donne la succession des principales phases de la morphogenèse dans les bassins-versants des deux fleuves.

Les découvertes préhistoriques ont été très rares et ne peuvent guère fournir d'indications chronologiques. Il faut admettre avec C. DESCAMPS (1968) que dans l'état actuel de nos connaissances « le finistère occidental de l'Afrique[4] est resté inhabité pendant une grande partie du Pléistocène et n'a connu une première vague de peuplement, qui serait le Moustéroïde, qu'à une époque relativement récente ». Auparavant la présence humaine est seulement attestée de façon très sporadique à l'Acheuléen moyen dans la région de Yélimané (pl. I), sur la basse Falémé et au Fouta Djalon central, dans quelques sites privilégiés en contrebas d'escarpements doléritiques ou au pied de buttes gréseuses. Quelle indigence comparée à la richesse et à la variété des gisements préhistoriques des régions sahariennes[5] et de certaines parties de l'Afrique orientale et australe !

Nous avons déjà mis en évidence[6] *que le modelé de glacis étagés caractérise les paysages de beaucoup de régions en Afrique occidentale et centrale. La plupart des auteurs ont distingué*

1. J. DRESCH, 1959 ; H. FAURE, 1962 b.
2. Cf. 3e partie, chap. II, B 1 a.
3. Cf. 4e partie, chap. I, A 3.
4. Celui-ci correspond dans l'esprit de l'auteur de l'article au Sénégal, à la Basse-Guinée, au Mali occidental et au Sud-Ouest mauritanien.
5. Je pense notamment à ceux d'El-Beyed dans l'Adrar mauritanien que nous avons pu visiter au cours d'une excursion organisée à l'issue du 6e Congrès panafricain de Préhistoire et de l'étude du Quaternaire (Dakar, 1967).
6. Cf. 4e partie, chap. I, A 4.

Tableau 37. — **Les principales phases de la morphogenèse au Quaternaire dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie.**

	Hauts bassins Sénégal - Gambie	Basse Gambie	Sénégal inférieur et ses bordures	Climat	Niveau marin	Terminologie régionale	Terminologie générale
	levées (sable fin-limon)	levées	hautes levées - delta				
			terrasse marine	humide	niveau le plus élevé	Nouakchottien (5 500 B.P.)	Holocène
	terrasse du 2e remblai		remaniement de dunes	assez sec			
	pédogenèse		calcaire des gouds pédogenèse	très humide (8 000 à 11 000 B.P. ?)	transgression		
	entaille du 1er remblai		recreusement du lit	subaride			
	premier remblai sablo-argileux		dunes rouges	très aride	régression	Ogolien	Würm récent
	graviers sous berge		graviers sous la cote zéro	subaride (contrasté)			
	entaille		profond creusement				
léger soulèvement épeirogénique	pédogenèse		pédogenèse	humide	transgression	Inchirien (31 000 à 40 000 B.P. ?)	Interstade
	basse terrasse		lumachelle				
			erg du Ferlo	aride			
	façonnement du bas glacis		*subsidence* (fleuve dévié)	subaride	régression		Würm ancien
	entaille						
	cuirassement		calcaire lacustre	très humide	transgression	Aïoujien	Interglaciaire
	nappe de la moyenne terrasse moyen glacis		glacis polygénique	subaride	régression		Riss ?
	entaille						
	cuirassement			très humide	transgression ?	Tafaritien ?	
	nappe de la haute terrasse haut glacis			subaride	régression ?		
	entaille						
	très haut glacis ?						

trois glacis, les deux plus anciens étant cuirassés comme dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Signalons encore qu'en ***Côte d'Ivoire*** G. GRANDIN et J. DELVIGNE (1969) ont identifié dans la région de Toumodi un niveau 200 m et un niveau 130 m, formés en contrebas de la surface pliocène. Leurs cuirasses ferrugineuses présentent généralement une texture gravillonnaire. Elles recouvrent des glacis étagés. La cuirasse du niveau 130 a été nourrie par lessivage oblique. Les recherches de J. VOGT (1959 a) ont déjà montré que des restes de terrasses graveleuses, indurées en poudingue, se raccordent aux glacis ; ces terrasses sont les mêmes que celles définies dans les bassins du Sénégal et de la Gambie.

Est-ce que des glacis étagés se sont aussi formés dans les régions désertiques du Sahara méridional et central ? Sont-ils recouverts d'une cuirasse ferrugineuse ? Peut-on établir une corrélation avec les régions tropicales au Nord de l'équateur dans l'état actuel des recherches ?

Des études géomorphologiques et préhistoriques ont été faites dans l'***Adrar mauritanien*** au cours de ces dernières années (fig. 130). S. DAVEAU (1967) a défini dans le baten d'Atar deux générations de versants, glacis et terrasses à cailloutis grossiers de grès patinés. Ces glacis sont bien développés au pied de l'escarpement du Grand Dhar. P. BIBERSON (1964, 1969) a trouvé des pièces d'un Acheuléen ancien remanié à la base de la terrasse ancienne et plusieurs industries de l'Acheuléen moyen dans la terrasse moyenne qui se rattache au deuxième glacis ; celle-ci contient de l'Acheuléen évolué dans sa partie supérieure. Les glacis présentent souvent des *encroûtements calcaires ;* cela s'explique aisément par la fréquence des niveaux calcaires dans les séries de l'Infracambrien et du Cambrien inférieur. Ce sont principalement des croûtes de nappes d'après les observations de A. RUELLAN (1968). Le matériel sableux est souvent rubéfié ; « les premières cuirasses sur formes quaternaires apparaissent au Sud du 20° lat. N »[1], dans la partie méridionale de l'Adrar.

Mais la migration des oxydes de fer a été plus importante à certaines époques du Quaternaire ancien et moyen dans d'autres régions du Sahara occidental et central. Au cours d'une récente tournée dans la ***régiondе Port- Étienne*** *(Nouadhibou)*, R. BOULET et D. NAHON (1970) ont remarqué que le glacis supérieur est couvert d'une cuirasse ferrugineuse, épaisse de 2 m, de texture conglomératique ; les éléments grossiers proviennent de l'érosion de la cuirasse du relief intermédiaire, formée à la fin du Pliocène. Par contre, les modelés plus récents que le glacis supérieur portent toujours des sols à profil calcaire. G. CONRAD (1965, 1969) a distingué dans les *régions de l'**Ahnet** et du **Mouydir** au Nord-Ouest du Hoggar,* une succession de trois glacis étagés. Les deux premiers présentent des indurations ferrugineuses passant par endroits à une véritable cuirasse ; ils se raccordent à des terrasses conglomératiques. Le glacis supérieur est attribué au Villafranchien supérieur. Le glacis moyen s'est formé au cours de l'épanouissement des « civilisations du biface » pendant le Pléistocène moyen, compris entre 250 000 et 65 000 ans. Ses indurations n'atteignent pas l'ampleur de celles du glacis supérieur.

Le façonnement des glacis, la migration des hydroxydes de fer et du carbonate de calcium, ainsi que la présence d'un peuplement préhistorique à diverses époques attestent l'existence au cours du Quaternaire de *périodes plus humides,* qualifiées de « pluviaux ». Certains étaient d'origine tropicale, d'autres d'origine méditerranéenne ; les travaux de P. ROGNON (1967) dans l'Atakor le confirment. D'après les études géomorphologiques et les premières observations pédologiques dans l'Adrar mauritanien, les précipitations annuelles n'ont peut-être augmenté que de 100 à 300 mm pendant ces pluviaux[2] ; le climat pouvait être alors de type sahélien.

De nouvelles recherches sont nécessaires pour préciser les modalités de la morphogenèse et de la pédogenèse au cours du Quaternaire ancien et moyen dans le Sahara méridional et pour mieux définir leurs implications paléoclimatiques. Elles permettront d'établir des raccords avec les niveaux de glacis et terrasses étagées des bassins du Sénégal et de la Gambie, et de l'Afrique soudanaise en général. A titre d'hypothèse, S. DAVEAU (1967) a parallélisé

1. S. DAVEAU, 1967, p. 51.
2. S. DAVEAU, 1967 ; A. RUELLAN, 1968 ; P. BIBERSON, 1969.

les deux grandes périodes d'épandages de cailloutis grossiers de l'Adrar avec celles de la formation et du cuirassement du haut et du moyen glacis ; le troisième épandage correspondrait au bas glacis. Notons dès à présent que pendant l'Acheuléen moyen le climat était plus humide à la fois dans les régions sahéliennes (fig. 107) et dans les régions désertiques de l'Adrar mauritanien et du Sahara central. Le Hoggar a connu un « climat de savane » au début de l'Acheuléen supérieur, selon P. ROGNON (1967).

Des observations plus nombreuses et les datations au radiocarbone autorisent des corrélations plus sûres pour le Quaternaire récent. Nous avons montré[1] que pendant la période aride de l'**Ogolien** de grands ergs se sont édifiés dans toute la zone sahélienne depuis le littoral atlantique jusqu'à la vallée du Nil. Ces massifs de dunes longitudinales ont débordé sur certaines régions soudaniennes (fig. 130). Les ergs morts de la Majâbat al-Koubrâ[2] et des bordures de l'Adrar mauritanien se sont formés à la même époque[3]. *Le climat était donc aride dans tout le Sahara méridional.* Cette période se situe approximativement entre 21 000 et 15 000 ans B.P. (fig. 108) ; elle coïncide avec la régression marine du Würm récent. Affaiblis par la sécheresse, le Sénégal et la Gambie alluvionnaient, déposant les sables argileux du premier remblai[4].

Selon les travaux de R. FAIRBRIDGE (1965), *le **Nil** a aussi abandonné du matériel détritique entre Khartoum et Assouan à la même époque,* de 25 000 à 11 000 ans B.P., d'après des datations au carbone 14 et des découvertes d'industries préhistoriques. Les terrasses s'élèvent jusqu'à 40 m au-dessus de son niveau actuel. Cet alluvionnement considérable prouve que le Nil n'était pas en mesure d'acheminer sa charge solide jusqu'à la mer ; son débit devait être très réduit à cause de la diminution des précipitations dans les régions tropicales humides que traverse son cours supérieur.

Par contre, le Sahara septentrional connaissait alors une période humide. Le dernier pluvial a commencé avant 40 000 B.P. dans la *région traversée par la **Saoura.*** Le climat était nettement plus humide que maintenant entre 32 700 et 14 500 ans B.P.[5]. Ainsi les dunes ogoliennes se sont formées dans les régions tropicales sèches pendant que le dernier pluvial arrosait les pays désertiques du Sahara septentrional[6]. Il s'est donc bien produit au cours du Pléistocène supérieur un « balancement climatique des marges sahariennes » comme l'envisageait L. BALOUT (1952, 1955).

Lorsque *le climat est redevenu humide dans les pays tropicaux,* le Nil a entaillé les alluvions déposées précédemment[7], tout comme le Sénégal et la Gambie[8]. Ses débits beaucoup plus élevés lui ont permis d'évacuer une partie du matériel. Nous avons déjà vu[9] que des lacs s'étendaient alors dans certaines dépressions de l'Adrar mauritanien et de la Majâbat al-Koubrâ et que le lac Tchad couvrait de vastes superficies *vers la fin du Pléistocène supérieur et à l'Holocène.*

Les précipitations étaient aussi plus abondantes sur les reliefs du Sahara central. Des calcaires lacustres emplissent des dépressions et des vallées à la périphérie de l'Atakor aux environs de Tamanrasset ; G. DELIBRIAS et P. DUTIL (1966) les ont étudiés et des échantillons ont fourni les âges de 11 580 et 8 380 ans B.P. Les recherches de H. HAGEDORN et D. JÄCKEL (1969) dans le Tibesti montrent que les oueds ont construit entre 12 000 et 9 000 ans B.P. leur moyenne terrasse qui contient des niveaux d'argile avec des pollens et des coquilles de mollusques.

La sécheresse marquait alors le Sahara septentrional. G. CONRAD (1969) situe entre 12 000 et 4 500 ans B.C. la formation du Grand Erg occidental. Ainsi la dernière grande

1. Cf. 5e partie, chap. I, D a.
2. Th. MONOD, 1958.
3. S. DAVEAU, 1967.
4. Cf. 5e partie, chap. I, C 1.
5. H. ALIMEN, F. BEUCHER, G. CONRAD, 1966, et G. CONRAD, 1969.
6. Dans son tableau de corrélations stratigraphiques, G. CONRAD, 1969, fait correspondre les ergs ogoliens avec la période hyperaride de 12 000 à 4 500 B.C. du Sahara septentrional : cette corrélation est évidemment erronée.
7. R. FAIRBRIDGE, 1965.
8. Cf. 5e partie, chap. II, A 1 a.
9. Cf. 5e partie, chap. II, A 1 d.

pulsation humide dans les régions méridionales et centrales du Sahara est bien la conséquence d'une avancée de la mousson vers des latitudes septentrionales. Elle s'est produite au cours de la transgression marine du Postglaciaire (tableau 37).

Au Néolithique le climat reste relativement humide dans le Sahara méridional et central ; il est aride à subaride dans les parties septentrionales du désert. G. CONRAD (1969, p. 460) note à juste titre que « pour cette période il faut envisager une remontée en latitude du front intertropical, donnant des pluies estivales du type mousson soudanaise, sur tout le Sahara ». C'est le recul de la mousson depuis environ 3 000 ans qui a engendré l'aridité actuelle dans tout le Sahara, l'assèchement des lacs et le tarissement des oueds, leur corollaire.

Cette sécheresse a aussi diminué les débits du Niger et du Sénégal qui coulent dans des régions sahéliennes. Elle se répercute ainsi sur la dynamique des cours d'eau, dont les caractères actuels peuvent se modifier d'un bassin à l'autre.

3. COMPARAISON AVEC LE BASSIN SUPÉRIEUR DU NIGER

L'évolution du réseau du Niger a été complexe. Le bassin supérieur s'est probablement individualisé au Crétacé lors de l'entaille de la deuxième surface d'aplanissement. Le Niger et le Tinkisso coulaient dans la région de Siguiri en contrebas des bowé latéritiques de cette surface (fig. 74). La *troisième surface* s'est développée progressivement. Elle s'abaissait légèrement vers le Nord-Est. Le Niger suivait cette faible pente pour se jeter près de Gao dans le golfe marin qui occupait le « détroit soudanais » entre le Gourma et l'Adrar des Iforas (fig. 4). Comme dans les bassins du Sénégal et de la Gambie, la troisième surface s'est achevée à l'Éocène inférieur et a connu une importante phase d'altération latéritique puisque la sédimentation dans le golfe était alors fine et de nature essentiellement chimique[1].

Le bassin supérieur du Niger a été affecté vers la fin de l'Éocène par d'importantes *déformations tectoniques* qui se sont traduites en un mouvement de bascule : la partie amont a été soulevée, tandis que la partie aval s'est affaissée (fig. 169). *Par érosion différentielle le fleuve et ses grands affluents ont creusé le bassin de Siguiri dans les schistes birrimiens* (pl. II) ; vers Bamako le Niger a déblayé les grès tendres de Sotuba[2] et attaqué les granites syntectoniques du socle. *Les* ***Monts Mandingue*** *dominent ces régions déprimées.* Ils sont formés par les couches monoclinales des grès de Koulouba[3], traversées par quelques sills de dolérites. Ils portent de nombreux fragments de la surface éocène, couverts de cuirasses localement bauxitiques[4], à une altitude de 600-650 m ; quelques lambeaux de la surface crétacée s'élèvent au-dessus de ces bowé à 780-875 m (pl. VIII). Les Monts Mandingue se terminent vers le Sud–Sud-Est par un grand escarpement (fig. 169). Cette cuesta est le pendant de la « falaise » de Tambaoura. Des petits fragments de la surface éocène sont conservés au Nord-Est de Bamako sur des buttes formées de grès de Koulouba recouvrant les grès de Sotuba. Leur altitude n'est que de 450 à 480 m puisque la surface plonge vers le Nord-Est.

Le matériel détritique transporté par le Niger se sédimentait dans la région affaissée de Ségou (fig. 130). Ainsi se sont mis en place les grès argileux du Continental terminal (fig. 169). Ils recouvrent la cuirasse bauxitique de la surface éocène[5]. Une surface d'érosion s'est développée au cours du Pliocène dans les formations tendres du socle et dans les grès de Sotuba. Les roches ont été altérées et cuirassées pendant la période humide de la fin du Pliocène. Cette cuirasse, riche en fer, s'est formée aussi sur les grès du Continental terminal ; elle coiffe maintenant de petites hauteurs au Sud de Ségou. Dans les Monts Mandingue les versants en pente douce des bowé de la surface éocène et les collines arrondies du relief intermédiaire ont aussi été couverts d'une cuirasse.

1. H. RADIER, 1959.
2. R. DARS, 1960.
3. Ceux-ci sont attribués à l'Infracambrien, tout comme les grès de Sotuba ; cf. 1re partie, chap. I, B 1 a.
4. Cf. 3e partie, chap. I, B 3 b.
5. Nous avons pu voir ces grès reposer sur la cuirasse bauxitique près du contact avec la série de Sotuba.

Ainsi l'évolution géomorphologique du bassin supérieur du Niger a été identique à celle des bassins du Sénégal et de la Gambie au cours du Secondaire et du Tertiaire. Des glacis étagés et cuirassés se sont aussi formés pendant le *Quaternaire* ancien et moyen. Le cours supérieur du Niger est resté longtemps endoréique. Il se perdait en de vastes épandages dans le Hodh oriental, l'Azaouad et le Gourma (fig. 130).

*Les **glacis cuirassés** sont très étendus dans le bassin de Siguiri au pied des Monts Mandingue* (fig. 169). P. Pélissier et G. Rougerie (1953) les ont qualifiés de « plateaux de piedmont » et ont distingué deux niveaux qui correspondent au haut glacis et au moyen

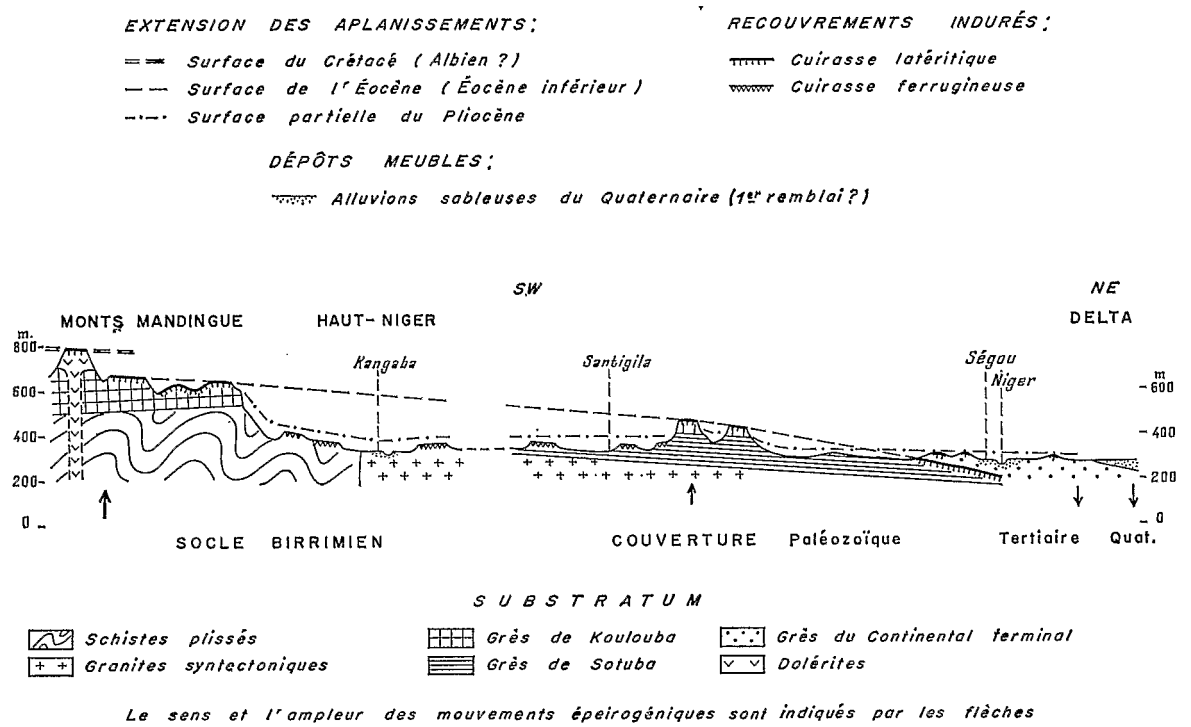


Fig. 169. — Coupe schématique du relief de la partie occidentale du Mali. Hypothèse de l'évolution géomorphologique.

glacis : le premier se déroule à une altitude de 400 à 425 m ; le second se situe à environ 380 m[1]. Ces glacis sont couverts de cuirasses ferrugineuses. Les petits affluents du Niger, du Tinkisso et du Bakoy ont creusé d'étroites vallées, profondes de 15 à 20 m, qui rompent la monotonie de ces tables ferrugineuses (pl. VIII). Un troisième niveau, appelé haute terrasse, apparaît à proximité des cours d'eau les plus importants : c'est probablement le bas glacis ; il porte souvent une cuirasse puisque le bassin de Siguiri se situe dans les domaines soudano-guinéen et guinéen. La moyenne terrasse en bordure du Niger, au matériel sablo-argileux en cours de ferruginisation, correspond vraisemblablement au premier remblai sablo-argileux[2] ; elle domine d'environ 4 m la plaine alluviale du Niger (basse terrasse).

J. Vogt (1962) a retrouvé ce système de glacis et terrasses étagées sur le *cours moyen de la Bagoé*, une des deux branches supérieures du Bani, grand affluent du Niger[3]. Le moyen glacis s'étend largement sur les interfluves ; il subsiste encore quelques témoins de la moyenne terrasse. En contrebas on remarque la basse terrasse, formée de graviers de quartz, couverts

1. Cf. la fig. 4 à la page 16 de l'article.
2. D'après les observations que nous avons faites à Kangaba (fig. 169), entre Siguiri et Bamako.
3. J. Vogt a utilisé la même terminologie que nous pour désigner ces différents niveaux.

de sable grossier ; ce matériel est induré par les oxydes de fer sur une épaisseur de 1 à 2 m. Les graviers sous berge apparaissent dans le lit mineur aux basses eaux[1]. Ces dépôts de gros quartz anguleux, avec quelques petits galets émoussés, sont recouverts par le matériel sablo-argileux du premier remblai. Ses alluvions fines, d'épaisseur variable, fossilisent souvent la basse terrasse.

L'étude des terrasses de la Bagoé montre la faiblesse de l'entaille de la rivière. L'alluvionnement l'a souvent emporté sur l'érosion linéaire. Il en est de même pour le cours supérieur du Niger. Vers l'aval ces cours d'eau doivent traverser une série de seuils formés par les affleurements de grès infracambriens, tel le seuil de Sotuba près de Bamako. *Mais la faiblesse ou l'absence de creusement s'explique surtout par l'**endoréisme** qui semble avoir duré pendant presque tout le Quaternaire. Les vastes épandages sableux du Niger supérieur et du Bani ont été remaniés par le vent au cours de la période aride de l'Ogolien*[2]. Une série de grands ergs se sont édifiés alors dans le Hodh oriental, l'Irigui, l'Azaouad et le Gourma (fig. 130) ; ils ont barré le cours supérieur du fleuve et celui du Bani à la hauteur de Mopti.

Le réseau actuel du Niger s'est constitué progressivement au cours du Quaternaire. C. Voute (1962) et H. Buser (1966) ont montré que le fleuve a annexé une série de bassins endoréiques. Cette évolution a été influencée par la tectonique. Des failles récentes existeraient dans la vallée de la Bénoué. Le Niger suit la grande fracture qui limitait le détroit soudanais dans les régions de Gao et de Niamey ; c'est pourquoi sa direction est NW-SE (fig. 4). Le fleuve a profondément creusé son lit pendant la dernière régression marine.

Le cours supérieur s'est rattaché au cours inférieur par une capture de déversement[3] *par-dessus le seuil de Taoussa, en amont de Gao* (fig. 130) ; elle se serait produite vers la fin de la dernière grande pulsation humide du Pléistocène supérieur[4]. Puisque cette capture est très récente, l'érosion régressive du fleuve s'est très peu manifestée vers l'amont jusqu'à présent. Le fleuve a alluvionné sur son cours aval en fonction de la remontée progressive du niveau marin. Depuis le Nouakchottien il a construit un immense delta[5], bien plus étendu que celui du Sénégal. Mais le matériel venant du bassin supérieur n'a pas atteint la mer. Il se sédimentait dans le grand lac qui s'étendait dans la région de Mopti en amont des alignements dunaires (fig. 130) ; ainsi s'est formé le *vaste delta intérieur*, étudié par J. Gallais (1967).

Le cours supérieur du Niger a donc continué à alluvionner pendant les derniers millénaires. Il se trouve à une altitude de 340 m près de Siguiri. *Or le **Bakoy**, une des deux branches supérieures du Sénégal, a reculé ses sources au cours du Quaternaire pour drainer une partie du bassin du Siguiri.* Il descend maintenant des hauts plateaux latéritiques perchés à 850-875 m d'altitude (pl. VIII). La rivière traverse ensuite la partie septentrionale du bassin de Siguiri, dessinant une grande boucle ; puis elle entaille la cuesta des Monts Mandingue par une grande percée conséquente (fig. 148 b).

Le Bakoy a pu creuser son lit puisque le Sénégal est resté un fleuve exoréique pendant tout le Quaternaire, sauf lors de la phase aride de l'Ogolien qui n'a duré que 6 000 ans environ. En outre, le cours du Sénégal est beaucoup moins long que celui du Niger. Ainsi les vagues d'érosion régressive, liées à l'abaissement du niveau marin, ont pu atteindre le haut bassin. P. Pélissier et G. Rougerie (1953, p. 47) ont déjà noté que *le Bakoy « coule à 20 m au-dessous du niveau du Niger à Siguiri »*. Un point coté 323 m existe sur la carte au 1/200 000 entre Farabaté et Faraba, à la latitude 11°50′ (pl. VIII). Le moyen glacis s'est largement développé de part et d'autre de la vallée du Bakoy entre 350 et 400 m ; il atteint le pied de la grande cuesta. Le bas glacis apparaît rapidement vers l'aval. Par contre, la vallée du Niger et celle du Tinkisso se trouvent souvent enserrées entre des plateaux d'une altitude de 400 à 500 m, qui correspondent au haut glacis.

1. Cf. les cartes de J. Vogt, *in* A. Arnould, 1960.
2. Cf. 5e partie, chap. I, D a.
3. J. Tricart, 1965 c.
4. Cf. 5e partie, chap. II, A 1 d.
5. J. Allen, 1964.

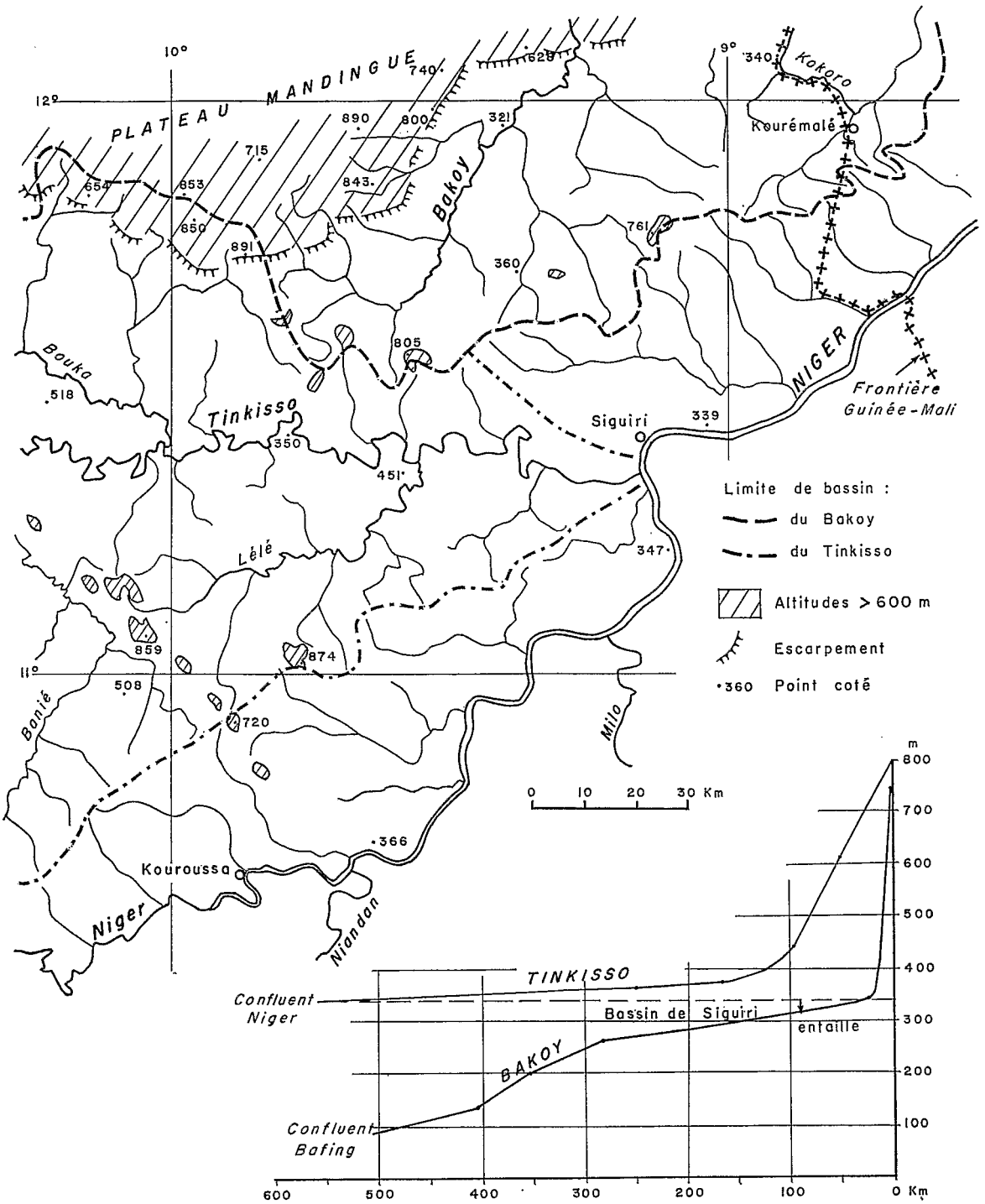


FIG. 170. — Les réseaux du Bakoy et du Niger-Tinkisso.
Croquis du bassin de Siguiri et profils en long.

*Le **Tinkisso** coule dans une vallée marécageuse en dessinant de grandes sinuosités ;* il divague ainsi sur ses alluvions. La pente de son cours inférieur ne s'abaisse que de 24 m sur un parcours de 210 km (fig. 170) ; elle se réduit donc à 0,11 °/₀₀ ! La pente du Bakoy est d'abord extrêmement forte puis elle diminue dans sa traversée du bassin de Siguiri et du Plateau Mandingue méridional. Ainsi sa puissance érosive et sa compétence sont très supérieures à celle du Tinkisso, bien que son débit soit beaucoup plus faible.

Le Bakoy est donc un cours d'eau conquérant. Ses petits affluents de droite ont avancé leurs sources jusqu'à proximité du Tinkisso. Ainsi celles du Saoulou ne se trouvent qu'à 7 km de cette grande rivière dans les environs de Samané ; celles du Samégné sont à 9 km près de Kérouané (pl. VIII). Ces petits cours d'eau ont dépassé vers le Sud la ligne des grandes buttes portant des lambeaux du revêtement latéritique de la deuxième surface d'aplanissement. Il n'existe donc aucune barrière montagneuse. Les têtes de ruisseaux des deux réseaux hydrographiques ne sont plus séparées que par des lanières de glacis cuirassés, très étroites par endroits.

*La **capture du Tinkisso par le Bakoy** peut être envisagée à plus ou moins longue échéance.* Elle sera facilitée par l'absence de relief le long de la ligne de partage actuelle des eaux et par l'écoulement souterrain à l'intérieur des glacis cuirassés. Le drainage dans les altérites sous la cuirasse ferrugineuse (fig. 55 a) s'effectue surtout au profit des petits affluents du Bakoy puisqu'ils se situent à un niveau plus bas que ceux du Tinkisso. La capture engendrera une importante vague d'érosion régressive puisque le débit du Bakoy sera considérablement augmenté. Ainsi le Tinkisso-Bakoy creusera son lit.

Une capture du cours supérieur du Niger pourrait même se produire à plus longue échéance. Les sources d'un des affluents de droite du Bakoy se trouvent à 20 km du fleuve au niveau de Siguiri (fig. 170). Un affluent plus important, le Kokoro, a même reculé ses sources à 15 km du Niger près de la frontière du Mali et de la Guinée dans le secteur de Kourémalé. Aucun relief ne s'interpose ; la ligne de partage des eaux suit aussi des lanières de glacis cuirassés.

Si le cours supérieur du Niger était capturé par le Bakoy, le Sénégal aurait ses sources dans la Dorsale guinéenne ! Le module du Niger à Siguiri se chiffre à environ 1 050 m³/s[1], alors que celui du Sénégal à Bakel n'est que de 780 m³/s (fig. 31). La dynamique du Sénégal se modifierait certainement. Mais nous quittons là le domaine des réalités pour celui des spéculations sur un avenir très lointain...

1. Il a varié entre 856 m³/s et 1 344 m³/s de 1953 à 1957 ; cf. O.R.S.T.O.M., 1958, Monographie du Niger, fasc. A Niger supérieur et Bani, n° III Annexes.

Conclusion générale

Comme dans la plupart des pays de vieilles plates-formes, *la morphogenèse dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie s'étend sur des périodes géologiques extrêmement longues.* Aussi les héritages sont-ils nombreux et variés. Certaines parties des hauts bassins ont été façonnées il y a plusieurs dizaines de millions d'années et n'ont subi depuis lors que des retouches insignifiantes. Les phases d'érosion postérieures à l'Éocène moyen se sont développées surtout dans les formations tendres et n'ont que très peu touché les ensembles de roches dures. Des formes d'érosion différentielle sont apparues, aussi bien à l'échelle régionale que locale.

A. FORMATION DU RELIEF

Les pays drainés par le Sénégal et la Gambie ont été soumis à des ***mouvements épeirogéniques*** *qui se sont manifestés à plusieurs reprises depuis la fin du plissement hercynien ;* des déformations plus violentes se sont produites localement, surtout par rejeu de vieilles fractures du socle. Ces mouvements de grande amplitude ont commandé l'évolution géomorphologique : les hauts bassins soulevés ont subi une ablation plus ou moins forte, tandis que les régions traversées par les cours inférieurs ont connu un remblaiement généralisé, d'abord de sédiments marins puis de dépôts continentaux. Cette tectodynamique intermittente et de faible intensité se superpose à la tectostatique[1] acquise par les divers plissements antécambriens et paléozoïques.

Les phases d'érosion, engendrées par les déformations tectoniques, dépendaient du milieu bioclimatique ou plus exactement des modifications de celui-ci au cours des temps géologiques. L'évolution des deux bassins-versants est ainsi rythmée par des alternances de périodes d'équilibre dynamique, de stabilité apparente, et de rupture d'équilibre pendant lesquelles les changements ont été rapides et parfois brutaux. Les premières correspondent à des *phases d'altération biochimique* des roches en profondeur et de *cuirassement* des formations meubles en subsurface, sous climat tropical humide ; les secondes se sont produites lors du passage à des climats plus secs et ont provoqué une *érosion mécanique*, linéaire ou aréale, dans les régions élevées et l'accumulation du matériel détritique dans les parties basses.

1. Ces termes ont été définis par J. Tricart, 1965 b.

a. Les vieilles surfaces

*La **plus ancienne surface d'aplanissement** a nivelé tous les reliefs hercyniens.* Elle a pu s'achever au Jurassique moyen et s'est ensuite couverte d'un manteau de latérite, probablement au Jurassique supérieur d'après la nature biochimique des sédiments marins au Sénégal occidental. Quelques fragments de cette surface subsistent sur les massifs centraux du Fouta Djalon, perchés entre 1 150 et 1 200 m d'altitude, parfois même plus haut. Cette surface du Labé a été disloquée au cours du soulèvement. Les rivières suivent souvent des lignes de fractures orthogonales ; c'est pourquoi la haute Gambie présente un tracé très coudé.

Une ***deuxième surface*** s'est formée progressivement au cours du Crétacé inférieur sous un climat relativement sec. Elle s'est probablement terminée pendant l'Albien. Les roches ont été profondément altérées et se sont couvertes d'une cuirasse partiellement bauxitique. Ces hauts plateaux latéritiques sont très étendus au Fouta Djalon oriental, dans les régions de Dongol Sigon et de Tougé où ils se situent généralement à des altitudes de 850 à 950 m. Quelques lambeaux de cette surface subsistent sur le rebord méridional du Plateau Mandingue.

La surface de Dongol Sigon a été soulevée et fortement attaquée par l'érosion mécanique au cours du Crétacé supérieur, d'après l'importance des sédiments détritiques du Cénomanien supérieur, du Sénonien et du Maestrichtien dans le golfe sénégalo-mauritanien. La ***troisième surface*** s'est alors élaborée, s'achevant à l'Éocène inférieur. Le golfe a atteint sa plus grande extension au Lutétien inférieur couvrant le Sud-Ouest de la Mauritanie et la majeure partie du Sénégal[1]. La sédimentation biochimique prouve que les terres émergées subissaient alors une profonde altération latéritique. Cette surface s'est étendue tout autour des reliefs du Fouta Djalon central et oriental. Elle est encore bien conservée dans le Fantofa et sur les hauteurs du Plateau Mandingue méridional. Ces lambeaux se trouvent entre 550 et 650 m. Quelques petits fragments coiffent les hauteurs du massif de Bafoulabé et certains reliefs résiduels comme les Monts Bassari.

La mer s'est retirée au cours de l'Éocène supérieur en même temps que les hauts bassins des deux fleuves ont été soulevés par un nouveau mouvement épeirogénique. L'érosion a profondément creusé les roches tendres du socle birrimien et certaines formations du Paléozoïque au cours de plusieurs périodes sèches. Ainsi s'est formé le grand escarpement de la « falaise » de Tambaoura qui domine les bas-pays de la Falémé. Le matériel détritique s'est déposé dans les parties déprimées du bassin sénégalo-mauritanien où il recouvre les séries marines éocènes. Ce sont les *grès argileux du Continental terminal.* Il semble que le Sénégal se rejoignît pas la mer dans la région de Saint-Louis à cause du bombement anticlinal du lac de Guier, mais continuait à couler vers le Nord-Ouest en aval de Bogué, se dirigeant vers Nouakchott.

Une ***nouvelle surface*** s'est développée au cours du Pliocène. Elle est mixte : surface de remblaiement lorsqu'elle se confond avec le sommet des dépôts du Continental terminal, surface d'érosion quand elle tranche les formations antérieures. *Elle s'est étendue dans les séries tendres* des pays de la moyenne Gambie, de la Falémé et des bassins de la Kolinbiné, du Karakoro et du Gorgol. Mais elle n'a pas réussi à niveler les reliefs du Plateau Mandingue méridional où les plateaux latéritiques de la surface éocène se terminent par des versants en pente douce et sont souvent précédés de croupes arrondies qui forment ensemble le *relief intermédiaire.* Ce modelé témoigne d'une période humide qui se situe probablement au Pliocène supérieur. Les versants et les croupes ont été recouverts d'une cuirasse. Elle s'est aussi formée sur les grès du Continental terminal. Ce niveau ferrugineux subsiste sur certaines buttes jalonnant la bordure de la vallée du Sénégal dans la région de Matam-Kaédi ; ailleurs il a été souvent démantelé au cours du Quaternaire.

1. P. Elouard, 1959.

L'évolution géomorphologique du bassin supérieur du Niger pendant le Secondaire et le Tertiaire a été identique. De vastes lambeaux des surfaces d'aplanissement étagées et couvertes de cuirasses latéritiques subsistent dans d'autres régions d'Afrique occidentale et centrale. *Les cuirasses leur assurent une grande immunité.* Elles se fragmentent en surface, mais s'épaississent à la base. Les modifications sont généralement insensibles puisqu'elles se situent en profondeur, au niveau du front d'altération des roches. Ces vieilles cuirasses ont souvent une épaisseur d'une dizaine de mètres.

b. Les glacis et terrasses anciennes

De vastes glacis se sont formés dans toute l'Afrique tropicale au Nord de l'équateur pendant le Quaternaire ancien et moyen. *Ils s'étagent souvent en trois niveaux. Le* ***haut glacis*** *et le* ***moyen glacis*** *sont recouverts de cuirasses ferrugineuses à texture gravillonnaire ou conglomératique,* se distinguant des cuirasses antérieures sur les surfaces d'aplanissement à la fois par leur nature chimique et par leur faciès. Ces dépôts indurés par les oxydes de fer correspondent à d'anciens épandages ; certains puits creusés dans le haut glacis n'ont atteint les altérites de la roche en place qu'à une profondeur d'environ 15 m. *Le* ***bas glacis*** *n'est pas cuirassé* et les épandages sont généralement peu épais ; la roche saine y affleure par endroits.

Ces différents glacis s'ordonnent en fonction du réseau hydrographique. Ils s'inclinent vers les rivières et les ruisseaux par une pente très douce, variant entre 5° et ½°. *A proximité du lit majeur des cours d'eau, les glacis se raccordent par endroits à des dépôts de galets et graviers cimentés par les oxydes de fer en poudingue.* Ces anciennes alluvions constituent une série de terrasses ; elles se composent surtout de galets de grès durs et de quartz. L'étude du matériel montre qu'ils ont été charriés par des cours d'eau à régime d'oued.

Les analyses ont permis de reconstituer à grands traits les principales phases de la morphogenèse, engendrées par d'***importantes fluctuations climatiques.*** Durant des périodes subarides, à pluies rares mais violentes, les cours d'eau ont entaillé leur lit et l'érosion aérale, par ruissellement diffus, a façonné de vastes glacis dans les altérites et dans les roches tendres. Les oueds déposaient ensuite des nappes de galets et les glacis se couvraient de matériel d'épandages. Pendant les périodes humides, les roches recoupées par les glacis ont été altérées ; les oxydes de fer se sont concentrés dans la partie supérieure du profil, surtout par lessivage oblique, et ont engendré le cuirassement du matériel meuble.

Le climat semble avoir été beaucoup plus uniforme que de nos jours sur les deux bassins fluviaux et dans toute l'Afrique tropicale. La zonation actuelle, allant du nord-sahélien au guinéen, n'existait pas. Le climat soudanien régnait sur la majeure partie des pays tropicaux pendant de longues périodes. Il était de tendance nord-soudanien dans les régions les plus septentrionales où les cuirasses sont minces et ont été souvent démantelées ; de tendance sud-soudanien dans les autres régions où les glacis restent figés sous des cuirasses épaisses recouvrant des altérites. Puis un climat de caractère subaride se manifestait dans toutes les régions tropicales pendant des périodes presque aussi longues. Il se serait étendu jusque dans les régions subéquatoriales de Côte d'Ivoire, du Ghana et du Nigeria.

La *chronologie* du Quaternaire ancien et moyen est encore très imprécise dans l'état actuel des recherches. Le haut glacis se serait formé après les éruptions volcaniques des Mamelles dans la presqu'île du Cap-Vert, qui ont été datées récemment d'environ un million d'années par la méthode Argon/Potassium. Le cuirassement du moyen glacis s'est produit au cours de la longue période humide pendant laquelle se sont épanouies les civilisations de l'Acheuléen moyen. La formation du bas glacis a commencé au début de la régression du Würm ancien.

L'extension de ces glacis dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie est très variable d'une région à l'autre. Le haut glacis subsiste dans les contreforts du Fouta Djalon et dans le Plateau Mandingue méridional où il se situe généralement à des altitudes de 350 à 500 m. Mais dans les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie il a été très disséqué par l'érosion

ultérieure et se réduit à des lambeaux perchés entre 130 et 250 m. Le haut glacis s'étale encore largement sur les grès du Continental terminal. Le moyen glacis s'étend de part et d'autre de la vallée du Bafing dans le Plateau Mandingue méridional. Il occupe de vastes superficies dans les régions déprimées que traversent la Falémé et la moyenne Gambie. Les restes de poudingue de la moyenne terrasse jalonnent les cours de la Gambie, de la Falémé et de leurs principaux affluents ; il en existe aussi des témoins le long de la bordure ouest de la moyenne vallée du Sénégal entre Bakel et Kaédi et près de la basse vallée du Gorgol. Le bas glacis, développé surtout dans les formations de roches tendres, est très étendu dans les vastes dépressions intérieures du Plateau Mandingue septentrional, sur la basse Falémé et dans les bassins de la Kolinbiné, du Karakoro et du Gorgol. Il subsiste de nombreux lambeaux de la basse terrasse le long de la plupart des rivières.

Le modelé de glacis et terrasses étagés disparaît sur le ***cours inférieur du Sénégal.*** L'évolution géomorphologique de ces régions a été influencé aussi par les mouvements eustatiques et par des déformations tectoniques. Le vaste plateau du Ferlo, s'abaissant vers le Nord-Ouest, correspond à un glacis polygénique ; il est couvert d'une cuirasse à texture conglomératique ou gravillonnaire. Des *calcaires lacustres* reposent par endroits sur cette cuirasse. Ils apparaissent aussi dans le grand couloir de l'Aftout ech Chergui qui interrompt la succession des dunes du Trarza. Des *gauchissements tectoniques* dans la région du Delta, accompagnés du rejeu des failles de l'anticlinal du lac de Guier, ont dévié le cours du Sénégal qui s'est dirigé vers l'Ouest en aval de Bogué. Il se jetait alors dans le petit golfe de l'Inchirien, dont les niveaux de lumachelles ont été datés par le radiocarbone de 31 000 à 34 300 ans B.P.

La ***basse Gambie*** *a entaillé le plateau de grès du Continental terminal* recouvert d'une cuirasse conglomératique que l'on peut rattacher à celle du haut glacis. Un deuxième niveau de cuirasse forme un replat dans le versant ou coiffe des buttes moins hautes. Les cuirasses dans les falaises au Sud-Ouest de l'estuaire se situent toujours au-dessus du niveau actuel de la mer. Le fleuve a creusé son lit pendant les périodes relativement sèches. Les cuirasses se sont formées au cours des périodes humides par accumulation des oxydes de fer au niveau de la nappe phréatique. Leur position le long de la côte prouve que *les transgressions marines coïncident avec certaines phases des périodes humides,* puisque la région littorale de la basse Gambie est restée relativement stable.

c. Les dunes et les vallées alluviales

Le climat a évolué vers la sécheresse au cours de la régression du Würm récent. *Les deux fleuves ont creusé profondément leur lit* dans les grès du Continental terminal et dans les séries marines de l'Éocène. L'entaille du Sénégal a atteint la cote – 28 m à Richard-Toll, celle de la Gambie la cote – 38 m à son embouchure actuelle. Le creusement linéaire s'est aussi manifesté dans les hauts bassins. Un réseau hydrographique dense et hiérarchisé a entaillé à cette époque le bas glacis. *Les cours d'eau ont repris des galets de terrasses anciennes et arraché des fragments de roche aux seuils.* Ce matériel des *graviers sous berge* apparaît dans le lit mineur des rivières à la période des basses eaux ; il a été plus ou moins cimenté par les oxydes de fer. Ces dépôts jalonnent les diverses branches du réseau hydrographique. Ils plongent sous le niveau actuel de la mer dans la vallée du Sénégal en aval de Bakel.

Une *grande aridité* sévissait à la bordure méridionale du Sahara *pendant l'Ogolien* qu'on peut situer de façon approximative entre 21 000 et 15 000 ans B.P. De vastes ergs ont recouvert le Trarza et la majeure partie du Brakna ; ils se sont étendus au Sud du Delta sur le Cayor et jusqu'à la vallée morte du Saloum. De grands massifs dunaires se sont aussi étalés à l'Est du plateau de l'Assaba dans la vaste boutonnière du Hodh. *Ces* ***anciens ergs,*** *fixés par la steppe arbustive ou la savane arborée, sont formés principalement de dunes longitudinales, alignées NE-SW selon la direction des alizés continentaux.* Leur sable est généralement coloré en rouge ou brun-rouge par rubéfaction, d'où leur nom de dunes rouges. *Ces grands cordons dunaires barrèrent progressivement la basse vallée du Sénégal ;* le principal barrage s'est édifié

à la hauteur de Kaédi. De petites dunes ont envahi le lit majeur du fleuve entre Matam et Bakel au maximum de l'aridité. Les domaines morphoclimatiques actuels étaient alors décalés de 4° à 5° vers les basses latitudes. Une série de grands ergs se sont formés dans toute la zone sahélienne, depuis le littoral atlantique jusqu'à la vallée du Nil.

Le bassin du Sénégal est donc devenu endoréique pendant l'Ogolien. Le fleuve et ses affluents ne transportaient plus que du matériel fin et abandonnaient leur charge solide en vrac. *Il s'est produit alors un* ***remblaiement général*** *des vallées.* La Gambie était aussi affaiblie par la sécheresse ; comme le Sénégal, elle ne charriait plus que des éléments fins et les déposait dans son cours moyen. Ce sont les *dépôts sablo-argileux* du premier remblai qui recouvrent les graviers sous berge ou directement la roche saine. Cette terrasse borde le lit majeur des principales rivières et de leurs affluents. Elle est très étendue sur le Sénégal dans la région de Kayes, le long de la basse Falémé et dans le bassin de la Kolinbiné. Les éboulis sur les grands versants des reliefs du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue se seraient mis en place surtout pendant cette période sèche. Les eaux ruisselant sur ces pentes, entraînaient les éléments fins et les sédimentaient dans les bassins intérieurs. Le vent emportait des limons et les déposait sur certains plateaux et glacis cuirassés.

Le Sénégal a recreusé son lit pour rejoindre l'océan lorsque la pluviosité augmentait à nouveau. Le niveau de la mer était encore très bas, se situant vers la cote – 75 m à 14 000 ans B.P.[1] Il semble qu'il existât d'abord un petit fleuve côtier ; le Sénégal amont l'a rejoint en déblayant une partie des sables dunaires. La Gambie a aussi entaillé les dépôts du premier remblai en terrasse.

Le climat est devenu ensuite nettement plus humide que maintenant. *Ce pluvial s'est manifesté dans tout le Sahara méridional et central.* Des lacs se formèrent dans l'Adrar mauritanien et dans le Hoggar ; le lac Tchad connut alors une grande extension. Les datations au C 14 de ces dépôts lacustres ont donné des âges compris entre 12 000 et 7 300 ans B.P. Le Sénégal déposait à cette époque des alluvions argileuses à pollens de fougères dans sa basse vallée. Des *calcaires argileux lacustres* se sédimentaient dans les interdunes (gouds) des ergs ogoliens. La pédogenèse a formé des sols brun-rouge sur les dunes. Un certain lessivage des oxydes de fer a engendré le concrétionnement des sables argileux du premier remblai.

Un *épisode un peu plus sec* se place vers 7 000 ans B.P., semble-t-il. C'est à cette époque que se sont produits les *remaniements locaux de dunes ogoliennes* dans le Trarza méridional et à la bordure sud du Delta où de petites dunes serrées, de direction NNE-SSW, coupent obliquement les cordons dunaires aplatis. Le Sénégal, la Gambie et leurs principaux affluents charriaient alors une grande quantité de sable et construisaient dans leurs hauts bassins la *terrasse du deuxième remblai,* emboîtée dans celle du premier remblai ; elle se distingue de celle-ci par un meilleur tri du matériel.

Mais le niveau marin montait progressivement et la mer pénétrait dans les vallées des deux fleuves. Au *Nouakchottien,* elle a atteint Bogué sur le Sénégal, à environ 250 km de la côte, et Georgetown sur la Gambie, à plus de 200 km de l'embouchure. *Les basses vallées des deux fleuves se sont alors transformées en de* ***vastes rias.*** Les houles du Nord–Nord-Ouest ont érodé les dunes ogoliennes dans la région du Delta et dans l'Aftout es Saheli, à la bordure occidentale du Trarza. Le matériel a été étalé en de vastes plages sableuses qui contiennent une *faune variée, souvent riche en Arca senilis.* Deux échantillons de coquilles ont été datés de 5 470 ans B.P. par le radiocarbone. Le sommet de ces niveaux coquilliers ne dépasse pas la cote + 1 m. Dans la basse vallée du Sénégal le sable dunaire remanié a été étalé au fond du golfe ou accumulé en terrasse azoïque sur ses bordures ; l'existence d'un niveau de vase à pollens de palétuviers indique un climat relativement humide.

L'importante dérive littorale, engendrée par la forte houle du Nord–Nord-Ouest, amena ensuite une grande quantité de sable et *forma une succession de cordons littoraux qui s'allongent dans la partie sud-ouest du Delta.* D'après les datations au C 14, leur âge s'échelonne de 4 000

1. Selon H. FAURE, P. ELOUARD, 1967.

à 1 880 ans B.P., de la terrasse nouakchottienne vers la côte actuelle. Leur sable a été amoncelé par le vent en petites dunes jaunes. Ces cordons littoraux ont transformé le golfe de la basse vallée en une immense lagune. *Le Sénégal construisait à cette époque de* ***puissants bourrelets de berge,*** dont les parties hautes sont maintenant insubmersibles. Ce système de levées post-nouakchottiennes, formées de sable fin et de limon, s'est étendu et ramifié dans tout le lit majeur grâce aux nombreux défluents. *Le fleuve formait à partir de Bogué un* ***delta très allongé*** *qui colmatait progressivement l'ancienne ria ;* le delta s'élargissait en aval de Richard-Toll et ses terres sont de plus en plus salées. Les levées de la Gambie sont beaucoup plus minces et disparaissent rapidement vers l'aval. Ce fleuve n'a pas formé de delta mais se termine par un large estuaire qui correspond à l'ancienne ria bordée de petites vasières.

Le climat devenait moins humide au cours de cette période de sédimentation fluviale et lagunaire. Au début de notre ère il était probablement un peu plus sec que maintenant. *Des* ***dunes littorales*** *paraboliques se sont avancées vers l'intérieur.* Elles ont obturé les anciennes embouchures du Sénégal qui s'est dirigé progressivement vers le Sud–Sud-Ouest pour se jeter dans la mer par un estuaire au Sud de Saint-Louis[1]. *Le fleuve sapait alors les hautes levées et dessinait de* ***grands méandres,*** édifiant sur leur rive convexe des levées subactuelles plus petites. Les dunes paraboliques ont été partiellement fixées par la végétation lors d'une dernière petite pulsation humide, probablement au Moyen Age.

L'évolution géomorphologique des bassins des fleuves Sénégal et Gambie confirme que *les périodes sèches à la bordure méridionale du Sahara coïncident avec des régressions marines.* C'est très net pour le Pléistocène supérieur puisque les ergs ogoliens se sont formés pendant le Würm récent. Le climat est devenu humide au cours de la dernière transgression ; mais la courbe climatique de l'Holocène présente des fluctuations mineures comme dans les pays tempérés. Notons que les recherches récentes dans plusieurs régions du Sahara central et septentrional semblent prouver qu'un balancement des zones climatiques dans les marges sahariennes s'est produit au cours du Pléistocène supérieur et de l'Holocène.

La ***dynamique actuelle*** *dépend d'abord du milieu bioclimatique, ensuite du régime hydrologique des grandes rivières.* L'érosion est très faible ou nulle dans les domaines guinéen ou soudano-guinéen, si la végétation n'est pas dégradée par l'homme. Dans le domaine soudanien, le ruissellement diffus exerce une érosion en nappe sur les terrains plats à pente très faible alors que la terrasse du premier remblai peut être très ravinée. Les cours d'eau transportent beaucoup de sable mais pas de galets. Le Sénégal continue à agrandir ses méandres par sapement latéral à la montée de la crue entre Bakel et l'embouchure. Les eaux inondent le lit majeur et stagnent dans les cuvettes où elles se décantent. Une érosion en nappe s'exerce souvent sur les interfluves dans le domaine sahélien ; la déflation éolienne y est faible, sauf dans le secteur littoral. Notons qu'à longue échéance le Bakoy pourrait capturer le Tinkisso, affluent du Niger supérieur.

Nous nous sommes efforcé de donner une vue d'ensemble de l'évolution géomorphologique et du façonnement actuel. Celle-ci présente parfois encore un caractère schématique. Mais le domaine étudié est tellement vaste ! De nouvelles recherches permettront sûrement de préciser ou de nuancer certaines interprétations. Nos études étaient souvent aussi orientées vers certains objectifs de géomorphologie appliquée. Nous nous contenterons d'indiquer ici quelques résultats.

1. J. TRICART, 1961 a.

B. APPLICATION DES RECHERCHES

Les études géomorphologiques intéressent la ***prospection minière*** surtout pour les recherches de bauxite sur les hauts plateaux latéritiques, pour la détection d'indices dans les roches masquées par les cuirasses des glacis et pour la découverte de concentrations minérales dans les terrasses graveleuses.

Les bauxites se sont formées dans les cuirasses qui couvrent les lambeaux des surfaces d'aplanissement[1]. Les recherches montrent qu'elles se localisent toujours sur les vieilles surfaces. Les climats tropicaux humides ont eu une durée suffisamment longue pour permettre un enrichissement en alumine par accumulation relative au cours des temps géologiques. Par contre, la cuirasse latéritique de la surface pliocène et du relief intermédiaire est pauvre en alumine. Leur évolution a été beaucoup plus brève ; ainsi les oxydes de fer n'ont guère migré par lessivage ; en outre, les conditions de drainage y sont généralement défavorables. *L'allure de la dissection des surfaces revêt aussi une grande importance.* La bauxite apparaît le plus souvent sur les plateaux bien découpés, notamment dans leurs parties étroites où ils se réduisent à des lanières ; ces hauts bowé aux versants raides s'élèvent à 300-400 m au-dessus des entailles des cours d'eau. C'est le cas de certains plateaux de la deuxième surface dans la région de Tougué et de la troisième surface dans le Fantofa. Mais la cuirasse bauxitique est parfois très démantelée par l'érosion, par exemple sur les Monts Bassari et sur les petits bowé du massif de Bafoulabé.

Les *glacis cuirassés* du Quaternaire ancien et moyen s'étendent sur des vastes superficies ; ils recoupent notamment les formations du socle antécambrien et du Paléozoïque plissé et métamorphique au Sénégal oriental. Or la prospections par des méthodes géochimiques a révélé des anomalies sur certains de ces glacis. L'étude minutieuse des cuirasses et du contexte géomorphologique permet de savoir si leur matériel est « autochtone » ou « allochtone »[2]. Ainsi l'emplacement de la roche minéralisée pourra être localisée avec une certaine précision.

Les alluvions graveleuses anciennes contiennent parfois des concentrations minérales puisqu'elles ont été souvent mises en place après un transport en long important. Parmi les différents dépôts, celui des *graviers sous berge* est le plus intéressant pour une prospection alluvionnaire sur le plan régional. C'est la formation la plus étendue qui a empli un réseau hiérarchisé d'entailles. Cette nappe alluviale a été alimentée surtout par l'érosion des terrasses anciennes dont il ne subsiste plus que des témoins. Les graviers sous berge ne sont que légèrement cimentés et peuvent être facilement lavés. Les bancs de galets du lit mineur ne représentent qu'une petite fraction du matériel, remanié par attaque locale, puisque la nappe des graviers sous berge a une largeur de plusieurs centaines de mètres sur les grandes rivières. L'analyse des spectres pétrographiques, du degré de classement et de l'usure du matériel permet de déterminer l'importance réciproque du transport en long et des apports locaux.

Nous avons déjà montré *les influences du modelé sur la* ***pédogenèse***[3]. Les pédologues tiennent de plus en plus compte du facteur géomorphologie dans leurs études. Les interférences entre le microrelief des vallées alluviales et l'évolution pédologique sont particulièrement nettes. Les sols dépendent principalement de la nature et de l'âge des dépôts, ainsi que de l'importance et de la disposition de ce microrelief qui conditionne la submersion par la crue annuelle. C'est pourquoi *nous avons établi une carte géomorphologique de la vallée du Sénégal à l'échelle du 1/50 000,* de Bakel à l'embouchure, dans le cadre du projet d'études hydro-agricoles. Les pédologues l'ont utilisée comme « instrument de travail » lors de leurs levés

1. P. MICHEL, 1959 b.
2. P. MICHEL, 1962 a.
3. J. TRICART, P. MICHEL, 1965 ; P. MICHEL, 1968 b ; cf. 2e partie, chap. III B.

sur le terrain pour l'établissement de la carte des sols au 1/50 000[1]. Les experts de la F.A.O. ont repris ces deux documents pour publier une carte mixte, géomorphologique et pédologique, accompagnée d'une notice détaillée[2].

Les études de la dynamique actuelle intéressent directement les techniciens qui s'occupent des ***problèmes d'aménagement***[3]. Il faudrait poursuivre les observations pour obtenir des données quantitatives. Nous avons souligné l'ampleur des *sapements latéraux du Sénégal* en début de crue. Des dispositifs ont été mis en place sur trois de ses méandres, à Waoundé (en amont de Maghama), à Siouré (entre Saldé et Bogué) et à Ahou Diop (en aval de Podor), pour mesurer le déplacement du lit mineur par une série de profils transversaux très rapprochés à partir de bornes placées sur les berges. Il faudrait refaire ces mesures chaque année à l'étiage pour connaître, d'une façon précise, l'importance de l'érosion selon le type de crue. Des dispositifs analogues devraient être implantés sur d'autres méandres du fleuve, notamment dans la boucle de Kaédi, menacée d'être recoupée à plus ou moins longue échéance ; cette importante escale serait alors isolée de la voie navigable ! Il importe aussi de mesurer la sédimentation dans les cuvettes argileuses, la déflation éolienne dans les sebkhas du Delta, l'avancée des dunes vives qui envahissent certaines niayes.

Nous souhaitons vivement que ces recherches géomorphologiques puissent se poursuivre dans le cadre des études d'aménagement des bassins du Sénégal et de la Gambie et s'insérer ainsi dans la politique de développement des pays riverains.

1. S.E.D.A.G.R.I., 1969.
2. P. MICHEL, 1970 c ; la carte est en cours d'impression.
3. P. MICHEL, 1966.

Bibliographie

(840 références)

Abréviations :

multîgr. = multigraphié (ronéotypé) ; dpl. = dépliant ; h.-t. = hors-texte ; rés. = résumé

ABRARD R., GORODISKI A. (1959) : Présence d'une importante série miocène à Ziguinchor (Sénégal). – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 248, p. 3458-3459.

ACKERMANN E. (1904) : En remontant le Sénégal. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar (Rapport de tournée), dactyl.

ACKERMANN E. (1905) : Compte rendu d'une exploration faite... dans le bassin de la Falémé. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, dactyl.

ACKERMANN E. (1962) : Büssersteine-Zeugen vorzeitlicher Grundwasserschwankungen. – *Zeitschr. Geomorph., Dtsch.*, t. 6, nº 2, p. 148-182.

ADAM J. G. (1957) : Éléments pour l'étude de la végétation des hauts plateaux du Fouta Djalon (Secteur des Timbis), 1re partie : la flore et ses groupements. – Publ. Bur. Sols, Dakar, 80 p., fig., 1 carte coul.

ADAM J. G. (1962) : Itinéraires botaniques en Afrique occidentale. Flore et végétation d'hiver de la Mauritanie occidentale. – *Journ. Agric. tropic. Bot. appl., Fr.*, t. 9, nos 3-6, p. 1-236, 18 pl. photo. h.-t.

ADAM J. G. (1963) : Le plus gros baobab n'est plus celui de Dakar. – *Notes afr., Sénégal*, nº 98, p. 50-53, 2 fig., 5 photo.

ADAM J. G. (1964) : Contribution à l'étude de la végétation du lac de Guiers (Sénégal). – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 26, nº 1, p. 1-72, 18 fig., 18 photo.

ADAM J. G. (1965 a) : Généralités sur la flore et la végétation du Sénégal. – *Climat, sols et végétation, Ét. sénég.*, nº 9, Connaissance du Sénégal, *Centre Rech. Doc. sénég., Saint-Louis*, fasc. 3, p. 155-214, fig., tabl., photo.

ADAM J. G. (1965 b) : Tourisme et flore du Fouta-Djalon au Sénégal. – *Notes afr., Sénégal*, nº 105, p. 12-15, 1 fig., 6 photo.

ADAM J. G. (1965 c) : La végétation du delta du Sénégal, en Mauritanie (le cordon littoral et l'île de Thiong). – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 27, nº 1, p. 121-138, 1 fig., 5 photo.

AGASSIZ J. F. (1965) : Étude des ressources minières du Sénégal oriental, 1963-1965. Rapport final et Annexes. – Projet Nations Unies, Dakar, 1 vol. 193 p. multigr. + 4 fasc., 7 cartes h.-t.

AGASSIZ J. F. (1969) : Étude des ressources minières du Sénégal oriental, 1965-1969. Rapport final. – Projet Nations Unies, Dakar, 1 vol. 105 p., 8 pl. h.-t.

AGENCE POUR LA SÉCURITÉ DE LA NAVIGATION (1963) : Normales climatiques du Sénégal. – A.S.E.C.N.A., Service Météorologique, Rép. Sénégal, Dakar, tabl. multigr.

ALEXANDER L., CADY J. (1962) : Genesis and hardening of laterite in soils. – Soil Conserv. Serv., U.S. Dept. Agric. Techn. Bull., nº 1282, Washington, 90 p., fig., 30 tabl., photo. coul.

ALEXANDRE J. (1967) : L'action des animaux fouisseurs et des feux de brousse sur l'efficacité érosive du ruissellement dans une région de savane boisée. – *Congr. et Coll., Univ. Liège, Belg.*, t. 40, p. 43-49.

ALIMEN H. (1955) : Préhistoire de l'Afrique. – Boubée, Paris, 578 p., 155 fig., 5 tabl. dpl., 25 pl. photo. noir, 3 pl. photo. coul.

ALIMEN H. (1963) : Considérations sur la chronologie du Quaternaire saharien. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 5, p. 627-634.

ALIMEN H., BEUCHER F., CONRAD G. (1966) : Chronologie du dernier cycle Pluvial-Aride au Sahara nord-occidental. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 263, p. 5-8.

ALIMEN H., FAURE H., CHAVAILLON J., TAIEB M., BATTISTINI R. (1969) : Les études françaises sur le Quaternaire de l'Afrique. – *Études françaises sur le Quaternaire, présentées à l'occasion du VIIIe Congrès de l'INQUA, Paris, 1969.* Supplém. au *Bull. Ass. fr. Ét. Quatern.*, p. 201-214, 3 photo., bibl. (4 p.).

ALLEN J. (1964) : Sedimentation in the modern delta of the river Niger, West Africa. – 6th internat. Sediment. Congress (1963). *Deltaic and shallow marine deposits*, t. 1, p. 26-34.

ALLON A. (1957) : Mission de prospection ilménite. Rapport d'ensemble de la région du delta du Sénégal. – BUMIFOM Afr. occ. fr. – Syndicat ilménite. Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr.

ALVAREZ J. (1954) : Note sur la fréquence des crues du fleuve Sénégal. Bull. Miss. Aménag. Sénég., Saint-Louis, n° 8, 1 p. multigr., 1 pl.

ANDRIEU L. (1954) : Rapport d'activité, juin 1951-juillet 1953. – Sect. Hydraulique, Serv. Trav. publ. Mauritanie, Gouv. Afr. occ. fr., Avignon, 122 p., fig., photo., cartes h.-t.

ARCHAMBAULT J. (1960) : Eaux souterraines de l'Afrique occidentale. – Berger-Levrault, Nancy, 139 p., cartes, 2 dpl. h.-t.

ARNOULD A. (1960) : Rapport sur les recherches géologiques et minières effectuées sur les formations de la Bagoé. (févr. 1960-août 1960). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 70 p. multigr., fig., 16 pl. photo. h.-t., 20 cartes dpl. h.-t.

ARNOULD M., AYMÉ J. M., GUILLAUME R. (1959) : Nouvelle stratigraphie des séries primaires du Nord du Fouta-Djalon (Guinée, Sénégal). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 1, n° 6, p. 631-634.

ARNOULD M., GUILLAUME R. (1959) : Mission géologique au Sénégal et en Guinée (janv.-juin 1959). – Rapp. Comp. fr. Pétroles, Paris, R.G. n° 41, multigr.

ASSÉMIEN P. (1969) : Pollen fossile de *Rhizophora* à Bogué (Basse Vallée du Sénégal). – *Pollens et Spores*, vol. 11, n° 1, p. 73-81, 2 fig., 2 pl. photo., rés. fr.

ASSÉMIEN P., FILLERON J. C., MARTIN L., TASTET J. P. (1970) : Le Quaternaire de la zone littorale de Côte d'Ivoire. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 25, p. 65-78, 7 fig.

AUBERT G. (1954 a) : Les sols latéritiques. – *Congr. internat. Sci. Sol*, Léopoldville, vol. 1, p. 103-118

AUBERT G. (1954 b) : Les sols hydromorphes d'A.O.F. – *Congr. internat. Sci. Sol*, Léopoldville, vol. 4, p. 447-450.

AUBERT G. (1962) : Les sols de la zone aride. Étude de leur formation, de leurs caractères, de leur utilisation et de leur conservation. – *In* Unesco, Recherches sur la zone aride. Actes Colloque de Paris, vol. 19, p. 127-150.

AUBERT G. (1963) : La classification des sols utilisée par les pédologues français en zone tropicale ou aride. – Colloque CCTA sur la classification des sols des régions intertropicales, Léopoldville, *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 2, n° 3, p. 1-7.

AUBERT G. (1965) : Classification des Sols. Tableaux des Classes, Sous-Classes, Groupes et Sous-Groupes de Sols utilisés par la Section de Pédologie de l'ORSTOM (1965). – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 3, n° 3, p. 269-288.

AUBERT G. (1966) : Observations sur la classification des sols ferrallitiques. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 4, n° 4, p. 89-90.

AUBERT G., DUBOIS J., MAIGNIEN R. (1949) : L'érosion éolienne dans le Nord-Ouest du Sénégal. – *C.R. Congr. Pédol. méditerr.*, Alger-Montpellier (1947), p. 443-450.

AUBERT G., MAIGNIEN R. (1949 a) : L'érosion éolienne dans le Nord du Sénégal et du Soudan français. – *C.R. Conf. afr. Sols*, GOMA, *Bull. agr. Congo belge*, vol. 40, n° 2, p. 1309-1316.

AUBERT G., MAIGNIEN R. (1949 b) : Les sols du Sénégal au Nord de la Gambie britannique. – *C.R. Congr. Pédologie méditerr.*, Alger-Montpellier (1947), p. 358-370.

AUBERT G., SÉGALEN P. (1966) : Projet de classification des sols ferrallitiques. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 4, n° 4, p. 97-112.

AUBRÉVILLE A. (1938) : La forêt coloniale. Les forêts de l'Afrique occidentale française. – *Ann. Acad. Sci. Col., Fr.*, t. 9, 244 p., 18 pl.

AUBRÉVILLE A. (1947) : Érosion et bowalisation en Afrique Noire française. – *Agron. tropic., Fr.*, t. 2, n° 7-8, p. 339-357.

AUBRÉVILLE A. (1949) : Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. – Soc. Éd. Géogr. marit. et col., Paris, 351 p., fig. et tabl.

AUBRÉVILLE A. (1962) : Savanisation tropicale et glaciations quaternaires. – *Adansonia*, t. 2, fasc. 1, p. 16-84.

AUDIBERT M. (1968) : Hypothèse de travail pour l'étude du Quaternaire du Delta du fleuve Sénégal. – Rapp. Comité inter-États aménagement bassin fleuve Sénégal, 10 p. multigr., 2 fig. dpl.

AUDIGER J. (1957) : Étude humaine du Bas-Ferlo (Sénégal). – Bull. Miss. Aménag. Sénég., Saint-Louis, n° 112, 139 p. multigr., fig., photo.

AUDRY P. (1961) : Étude pédologique du cercle du Guidimaka (République islamique de Mauritanie). – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 173 p. multigr., fig. + 2 fasc. Annexes, 1 carte coul. h.-t.

AUDRY P. (1962) : Étude pédologique du Centre de Recherches zootechniques de Dahra-Djoloff (République du Sénégal). – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, 2 fasc., 131 p. + 41 p. multigr., 7 fig., 1 carte coul. h.-t.

AUDRY P., ROSSETTI Ch. (1962) : Observations sur les sols et la végétation en Mauritanie du Sud-Est et sur la bordure adjacente du Mali (1959 et 1961). Prospection écologique. Études en Afrique occidentale. – Rapport F.A.O. n° UNSF/DL/ES/3, Rome, 267 p. multigr., 38 fig., 26 photo., 1 carte h.-t.

AUFRÈRE L. (1931) : Le cycle morphologique des dunes. – *Ann. Géogr., Fr.*, t. 40, p. 362-385.

AUFRÈRE L. (1932) : La signification de la latérite dans l'évolution climatique de la Guinée. – *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n° 60, p. 95-97 et p. 457-458.

AUFRÈRE L. (1936) : La Géographie de la latérite. – *C.R. Soc. Biogéogr., Fr.*, t. 13, p. 3-11.

AVENARD J. M. (1969) : Réflexions sur l'état de la recherche concernant les problèmes posés par les contacts forêts-savanes. Essai de mise au point et de bibliographie. – Initiations, Doc. tech. n° 14, *Off. Rech. sci. tech. O-mer, Fr.*, 158 p., 11 fig.

AZAN H. (1863-1864) : Notice sur le Oualo. – *Rev. marit. colon., Fr.*, t. 9, p. 395-422, 607-655 ; t. 10, p. 327-360, 466-498, 1 carte.

BACOU S., HÉBRARD L. (1957) : Rapport sur les indices de minerai de titane et de zircon de la région littorale entre Dakar et Saint-Louis. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 6 fasc. 32-59-73-14 p. multigr., nombr. pl.

BADET J. (1958) : Prospection détaillée des plateaux bauxitiques du Fontofa (Guinée-Soudan-Sénégal). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 21 p. multigr., 15 tabl. dpl. h.-t., 11 pl. dpl. h.-t.

BAGNOULS F., GAUSSEN H. (1957) : Les climats biologiques et leur classification. – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 66, p. 193-220, 13 tabl.

BAKKER J. P. (1957) : Zur granitverwitterung und methodik der Inselbergforschung in Surinam. – *Publ. deutscher Geographentag Würzburg*, p. 122-131.

BALLIEU (1896) : Rapport sur une mission dans les régions aurifères du Bambouk, 1896. – Arch. Gouv. Général Afr. occ. fr., Dakar, I.G. 212, dactyl.

BALOUT L. (1952) : Pluviaux interglaciaires et Préhistoire saharienne. – *Trav. Inst. Rech. sahar., Alger*, t. 8, p. 9-21.

BALOUT L. (1955) : Préhistoire de l'Afrique du Nord. Essai de chronologie. – Publ. Gouv. génér. Algérie, Arts et Métiers Graphiques, Paris, 544 p., 29 fig., 72 pl. photo.

BARAT C. (1957) : Pluviologie et aquidimétrie dans la zone intertropicale. – *Mém. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, n° 49, 80 p., 15 pl.

BARBAROUX L. (1957) : Le Quaternaire de la péninsule de Brogger et régions voisines (Spitsberg occidental). – *Bull. Ass. fr. Ét. Quatern.*, n° 13, p. 281-292, 5 fig.

BARBEY C., DESCAMPS C. (1967) : Note sur les formations quaternaires de la pointe de Fann (Dakar). – *Notes afr., Sénégal*, n° 114, p. 48-54, 9 fig.,

BARBEY C., DESCAMPS C. (1969) : A propos des pebble-tools de la moyenne Gambie. – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 31, n° 1, p. 276-282, 3 fig., 6 photo., rés. angl.

BARRÈRE J., SLANSKY M. (1965) : Notice explicative de la carte géologique au 1/2 000 000 de l'Afrique occidentale. – *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 29, 120 p.

BASSOT J. P. (1960 a) : Rapport de fin de campagne 1958-1959. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 89 p. multigr., fig., 4 pl. h.-t.

BASSOT J. P. (1960 b) : Études des zones granitiques et birrimiennes de la région de Kédougou. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 35 p. multigr., fig., 4 cartes h.-t.

BASSOT J. P. (1960 c) : Attribution au Cambro-Ordocivien des formations falémiennes situées dans le triangle Dalafi-Youkounkoun-Kédougou (Sud-Est du Sénégal). – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 251, n° 1, p. 112-114.

BASSOT J. P. (1961) : Étude géologique du Sénégal oriental. Rapport de fin de campagne 1961. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 37 p. multigr., 5 cartes.

BASSOT J. P. (1962) : Reconnaissance géologique du site du barrage de Sénoudébou (Sénégal). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 62-A6, 12 p. multigr., 4 pl., 7 photo.

BASSOT J. P. (1963) : Étude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. – Thèse Sciences Clermont-Ferrand, *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 40, et *Bull. Dir. Mines Géol. Sénégal*, n° 1 (1966), 322 p., 44 fig., 11 tabl., 9 pl. photo., 2 cartes h.-t.

BASSOT J. P. (1969) : Aperçu sur les formations précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 11, n° 2, p. 160-169, 2 fig., rés. fr.

BASSOT J. P., BONHOMME M., ROQUES M., VACHETTE M. (1963) : Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 5, p. 401-405, 1 fig.

BASSOT J. P., DELPY J. (1960 a) : Observations sur le Paléozoïque plissé et métamorphique au Nord du Sénégal oriental. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 250, p. 4405-4406.

BASSOT J. P., DELPY J. (1960 b) : Observations nouvelles sur l'architecture du primaire métamorphique dans la région de Mbout (Mauritanie). – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 4, 28 mars, p. 82.

BATTISTINI R. (1964) : L'extrême Sud de Madagascar, étude géomorphologique. – Thèse Lettres Paris. Ed. Cujas, Paris, 2 tomes, 636 p., 180 fig., 121 photo., 1 carte h.-t.

BATTISTINI R. (1966) : Le Quaternaire littoral des environs de Dar-es-Salam (Tanzanie). – *Bull. Ass. fr. Ét. Quatern.*, n° 3, p. 191-201, 5 fig., rés. angl.

BATTISTINI R. (1968) : Sur l'inexistence de hauts stationnements marins quaternaires. – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5 févr., p. 46-48.

BAUD L. (1936-1938) : Rapports sur les phosphates de la vallée du fleuve Sénégal. – Mission d'études du fleuve Sénégal. Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr.

BAULIG H. (1952 a) : Surfaces d'aplanissement. *Ann. Géogr., Fr.*, p. 161-163 et p. 245-262.

BAULIG H. (1952 b) : Le relief de l'Afrique australe d'après Lester C. King. – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 325, p. 218-225.

BAULIG H. (1956) : Pénéplaines et pédiplaines. – *Bull. Soc. belge Ét. géogr.*, t. 25, n° 1, p. 25-58.

BEAUDET G., MAURER G., RUELLAN A. (1967) : Le Quaternaire marocain, observations et hypothèses nouvelles. – *Revue Géogr. phys. Géol. dyn., Fr.*, (2), vol. 9, n° 4, p. 269-309, fig., photo.

BEAUDET G. (1969) : Le Quaternaire marocain. État des études. – Document établi pour le Congrès INQUA, Paris, 168 p. multigr.

BELAN A. (1946) : L'or dans le cercle de Kédougou (Sénégal). – *Notes afr., Sénégal*, n° 31, p. 9-12.

BELLOUARD P. (1948) : Érosion des sols du Sénégal oriental, du Soudan occidental, du Fouta Djalon. – *Bull. agric. Congo belge*, vol. 40, p. 1299-1308, fig.

BELPAUME D. (1960) : Mission Plateau Mandingue. Rapport de fin de campagne 1960. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 16 p. multigr., 13 pl. dpl. h.-t.

BEN SAI S. (1950) : Note sur la végétation des hautes vallées du Sénégal et du Niger. – *1re Conf. internat. Afric. Ouest*, Dakar, 1947, *C.R.*, t. 1, Dakar, p. 407-431, tabl.

BENSE C. (1959 a) : La série stratigraphique de la région de Kiffa (Mauritanie orientale). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 1, p. 128-131, 2 fig.

BENSE C. (1959 b) : Sur l'identité des formations sédimentaires de la région de Kiffa et du Falémien de Sélibabi (Mauritanie). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 1, p. 183-186.

BENSE C. (1960) : Étude hydrogéologique en vue de l'alimentation en eau de la ville de Kita (République Soudanaise). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 16 p. multigr., tabl. dpl., 3 pl. dpl. h.-t.

BENSE C. (1961) : Les formations sédimentaires de la Mauritanie méridionale et du Mali Nord-Occidental (Afrique de l'Ouest). – Thèse Science Nancy, *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 26, (1964), 270 p., 60 fig., 20 pl. photo., 2 cartes coul. h.-t.

BENSE C., DELPY J. (1959) : Le Falémien : style tectonique du Paléozoïque soudano-mauritanien. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, dactyl.

BERG A. (1858) : Études sur la composition géologique des rives du Sénégal depuis son embouchure jusqu'aux cataractes du Félou. – *Rev. col., Fr.*, t. 20, p. 357-384.

BERNARD E. A. (1962) : Interprétation astronomique des pluviaux et interpluviaux du Quaternaire africain. – *Actes du 6e Congr. panafr. Préhist. Ét. Quatern.*, Léopoldville (1959), p. 67-95, 4 fig., 4 tabl., rés. angl.

BERRIT G. (1962) : Contribution à la connaissance des variations saisonnières dans le golfe de Guinée. Observations de surface le long des lignes de navigation (2e partie). – *Cah. océanogr., Fr.*, p. 633-643 et 719-729.

BESSAC H. (1953) : Découverte de Paléolithique évolué à Richard-Toll. – *Notes afr., Sénégal*, n° 59, p. 65-67.

BESSAC H. (1955) : Nouvelles découvertes de Paléolithique évolué au Moyen et Bas-Sénégal. – *Notes afr., Sénégal*, n° 65, p. 1-5, 6 fig.

BÉTRÉMIEUX R. (1956) : Influence du plan d'eau sur la précipitation d'éléments minéraux dans le sol. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, p. 816-818.

BIBERSON P. (1961) : Le cadre paléogéographique de la Préhistoire du Maroc atlantique. – Publ. Serv. Ant. Maroc, n° 16, Edita, Casablanca, 235 p., 18 fig., 58 pl. photo.

BIBERSON P. (1962) : L'évolution du Paléolithique marocain dans le cadre du Pléistocène atlantique. – *Quaternaria, Rome*, vol. 6, p. 177-205.

BIBERSON P. (1964) : Nouvelles découvertes d'industries du Paléolithique inférieur, *in situ* dans les formations quaternaires de l'Adrar mauritanien. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 258, p. 3074-3076.

BIBERSON P. (1965 a) : Recherches sur le Paléolithique inférieur de l'Adrar de Mauritanie. – *Actes du 5e Congr. panaf. Préhist. Ét. Quatern.*, Santa Cruz de Tenerife, 1963, p. 173-189.

BIBERSON P. (1965 b) : Essai sur l'évolution du Paléolithique inférieur de l'Adrar de Mauritanie. – *Quaternaria, Rome*, vol. 7, p. 59-78, 1 fig., 2 tabl., rés. angl., esp.

BIBERSON P. (1966) : Réflexions sur de nouvelles datations du Quaternaire marocain. – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 4, p. 161-162.

BIBERSON P. (1969) : État des recherches sur le Pléistocène de l'Adrar mauritanien. – *Bull. Ass. fr. Ét. Quatern.*, n° 18, p. 13-34, 4 fig., 6 photo., rés. fr., angl.

BIROT P. (1949) : Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. – Centro de estudos geograficos, Lisbonne, 175 p., fig.

BIROT P. (1952) : Sur le mécanisme des transports solides dans les cours d'eau. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 3, n° 3, p. 105-141.

BIROT P. (1960 a) : Géographie physique générale de la zone intertropicale (à l'exclusion des déserts). – Centre Document. Univ., Paris, 243 p., 15 fig.

BIROT P. (1960 b) : Le cycle d'érosion sous les différents climats. – Cours Hautes Études géogr., Univ. Brésil, n° 1, Rio de Janeiro, 137 p.

BIROT P. (1964 a) : Expériences sur la désagrégation des roches en milieu acide et oxydant. — *Zeitschr. Geomorph., Dtsch.*, t. supplém. n° 5, p. 28-29.

BIROT P. (1964 b) : La mesure de la porosité des roches cristallines. – *Zeitschr. Geomorph., Dtsch.*, t. supplém. n° 5, p. 41-52, 2 fig., 5 tabl.

BIROT P. (1969) : Mise au point sur les études expérimentales et théoriques de la capacité de transport et de la compétence des rivières. – *Bull. Ass. Géogr. fr.*, n° 373-374, p. 435-443, 1 fig., rés. fr., angl.

BIROT P. (avec collab. HENIN S., GUILLIEN Y., DELVERT J.) (1962) : Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. – Centre Document. Univ., Paris, 232 p., 17 fig.

BLANC C. (1960) : Mission granites-Kayes. Rapport de fin de campagne 1959-1960. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 8 + 20 + 13 p. multigr., 5 pl. dpl. h.-t.

BLANCHOT A. (1956) : Les formations récentes de Mauritanie occidentale. – *Bull. Dir. féd. Mines Géol. Afr. occ. fr., Dakar*, n° 20, p. 9-93, 7 fig., 5 pl., 1 carte.

BLANCK J. P. (1968) : Schéma d'évolution géomorphologique de la vallée du Niger entre Tombouctou et Labbézenga (République du Mali). – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 19-20, p. 17-26, 2 fig.

BLOT C., CRENN Y., REICHENMANN R. (1962) : Éléments apportés par la gravimétrie à la connaissance de la tectonique profonde du Sénégal. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 254, p. 1131-1133.

BOCQUIER G., CLAISSE G. (1964) : Reconnaissance pédologique dans les vallées de la Gambie et de la Koulountou (République du Sénégal). – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 2, n° 4, p. 5-32, carte, fig.

BOCQUIER G., GAVAUD M. (1964) : Étude pédologique du Niger oriental. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 2 tomes, 347 p. multigr., 51 fig.

BOCQUIER G., MAIGNIEN R. (1963) : Les sols bruns subarides tropicaux d'Afrique de l'Ouest. – *Sols afric.*, vol. 8, n° 3, p. 359-370.

BOCQUIER G., PAQUET H., MILLOT G. (1970) : Un nouveau type d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques : l'invasion remontante de la montmorillonite. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 270, p. 460-463, 1 fig.

BODIN L. (1951) : Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le Précambrien de l'Afrique Occidentale Française. – *Bull. Dir. Mines Afr. occ. fr., Dakar*, n° 12, 110 p.

BOIS J. (1961) : Mission Sud-Bakel. Campagne 1960-1961. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 40 p. multigr., cartes et pl.

BOIS J. (1962) : Mission Ouest-Saraya. Rapport de fin de campagne 1962. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 62-A30, 32 p. multigr., 9 pl.

BOIS J. (1963) : Études géologiques dans la région occidentale du Plateau Mandingue. – *Ann. Fac. Sci. Dakar*, t. 10, p. 73-77.

BONFILS P. (1951) : Étude des sols des sources du Bafing. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, multigr.

BONFILS P., CHARREAU C. (1963) : Carte des sols du Sine Saloum (région de Mbour). – Publ. Centre Rech. agron. Bambey, Sénégal, 1 carte coul.

BONFILS P., CHARREAU C., MARA M. (1963) : Études lysimétriques au Sénégal. – *Agron. tropic., Fr.*, n° 19, p. 29-62, fig., rés. fr., angl., esp.

BONFILS P., FAURE J. (1955) : Étude comparative des sols du C.R.A. de Bambey. – *Ann. Centre Rech. agron. Bambey, Sénégal*, n° 15, p. 5-24, 6 fig., 9 photo., 1 carte h.-t.

BONFILS P., FAURE J. (1956) : Les sols de la région de Thiès. – *Ann. Centre Rech. agron. Bambey, Sénégal*, n° 16, p. 5-92, 24 fig., 33 photo., 2 cartes coul. h.-t. dpl.

BONFILS P., FAURE J. (1957-1958) : Étude des sols du Bao-Bolon (région de Nioro-du-Rip). – *Ann. Centre Rech. agron. Bambey, Sénégal*, n° 18, p. 29-49.

BONHOMME M. (1962) : Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. – Thèse Sciences Clermont-Ferrand, *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 5, 62 p., 14 fig., 1 carte h.-t.

BONIFAS G. (1960) : Les latérites en Afrique moyenne. (Mission C.E.A. 1959-1960). – Arch. Comm. Énerg. atom., Marseille, 26 p. dactyl., 6 pl.

BONIFAS M. (1959) : Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. – *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg*, n° 17, 159 p., 22 fig., 5 pl. photo. h.-t., rés. fr., all., angl.

BONNAULT D. (1938) : Le rôle de la latérite dans les formes du relief des environs de Bondoukou (Côte d'Ivoire). – *Bull. Serv. Mines Afr. occ. fr., Dakar*, n° 2, p. 51-52.

BORDES F. (1968) : Le Paléolithique dans le monde. – Hachette, Paris, Coll. L'Univers des connaissances, 256 p., 78 fig. et photo.

BORDET P. (1951) : Présence de latérites fossiles dans l'Atakor du Hoggar. – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 97.

BOULET R. (1964) : Étude pédologique du Niger central. Rapport général. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 215 p. multigr., 17 pl.

BOULET R. (1967) : Nouveaux arguments en faveur de l'existence de deux ergs rubéfiés d'âges différents dans la zone sahélienne de l'Afrique occidentale (Haute-Volta). – Comm. au 6e Congr. panafr. Préhist. Ét. Quatern., Dakar, 5 p. multigr., 2 fig.

BOULET R. (1970) : La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 8, n° 3, p. 245-272.

BOULET R., GUICHARD E., VIEILLEFON J. (1966) : Observations pédologiques et leurs relations avec les faits géomorphologiques dans le Delta du Sénégal. – Rapp. inédit, Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 15 p. dactyl., 1 fig.

BOULET R., NAHON D. (1970) : Observations pédologiques dans la région de Nouadhibou (République islamique de Mauritanie). – Rapp. prov. Off. Rech. sci. tech. O-mer et Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Dakar, 20 p. multigr., 5 fig.

BOURGUET L. (1957) : Étude de l'aménagement hydraulique de la subdivision de Mbout. – Rapp. Bur. Géol. appl. Hydrol. souter., Fr., multigr.

BOURGUET L., LELONG F., LERMUZEAUX A. (1961) : Sur la position stratigraphique des grès et quartzites de l'Afollé (Mauritanie méridionale). – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 1, p. 11-13.

BOYÉ M. (1960) : Morphométrie des galets de quartz en Guyane française. *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 11, n° 1-3, p. 13-27, 3 fig., 3 pl. photo.

BOYER Ph. (1959) : De l'influence des termites de la zone intertropicale sur la configuration de certains sols. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 10, n° 1-4, p. 41-44.

BRASSEUR G. (1952) : Le problème de l'eau au Sénégal. – *Ét. sénég., Saint-Louis*, n° 4, 99 p., 7 fig., photo.

BRASSEUR P. (1964) : Bibliographie générale du Mali. – Catalogues et Documents, n° 16, *Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, 461 p., 1 carte.

BRIGAUD F. (1961) : Hydrographie. – *Ét. sénég.*, n° 9, Connaissance du Sénégal, Saint-Louis, fasc. 2, 102 p., fig., 5 photo., 5 cartes h.-t.

BRIGAUD F. (1965) : Le climat du Sénégal. – *Climat, sols et végétation. Ét. sénég.*, n° 9, Connaissance du Sénégal, *Centre Rech. Doc. Sénég., Saint-Louis*, fasc. 3, p. 3-109, 18 fig., 4 photo.

BRÜCKNER W. (1955) : The mantle rock (« laterite ») of the Gold Coast and its origin. – *Geol. Rundsch., Dtsch.*, t. 43, n° 2, p. 300-327, 2 fig., 10 photo., rés. all.

BRÜCKNER W. (1956) : On structural irregularities in the mantle rock of the Gold Coast. – *Journ. West afric. Sci. Assoc.*, t. 2, n° 1, p. 87-97, 1 fig., 2 pl. photo.

BRÜCKNER W. (1957) : Laterite and bauxite profiles of West Africa as an index of rhythmical climatic variations in the Tropical Belt. – *Eclogae geologicae helvetiae*, t. 50, n° 2, p. 239-256, 3 fig., 2 tabl.

BRUNET-MORET Y. (1957-1960) : Observations effectuées sur le bassin de l'oued Seloumbo (Mauritanie). Campagnes de 1957, 1958, 1959. – *In* Études hydrologiques des petits bassins-versants d'Afrique occidentale. Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, 1957, t. 2, chap. 7, p. 1-25 ; mai 1960, t. 2, chap. 8, p. 1-18 ; juin 1960, chap. 6, p. 1-21, multigr.

BRUNET-MORET Y. (1960 a) : Rapport sur les résultats hydrologiques dans le Brakna et Tagant en 1959. – Serv. Génie rural, Rép. isl. Mauritanie, multigr.

BRUNET-MORET Y. (1967) : Études hydrologiques en Casamance. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Serv. hydrologique, 38 p. + Annexes, multigr.

BUCHARD Lt. (1892) : Fleuve Sénégal, cartes levées en 1891-1892. – Arch. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis.

BÜDEL J. (1952) : Bericht über klima-morphologische und Eiszeit-Forschungen in Niederafrika. – *Erdkunde, Dtsch.*, t. 6, n° 2-3, p. 104-132.

BÜDEL J. (1957) : Die « Doppelten Einebnungsflächen » in den feuchten Tropen. – *Zeitschr. Geomorph., Dtsch.*, t. 1, p. 201-228.

BUREAU DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE (1963) : Étude hydrogéologique du Sud-Est du Hodh oriental. – Rapp. BURGEAP, Fr., R. 341, 37 p. multigr., 10 pl., 4 cartes dpl. h.-t.

BURKE K., DUROTOYE B. (1970) : Late Quaternary climatic variation in South-Western Nigeria : evidence from pediments and pediment deposits. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar* n° 25, p. 79-96, 7 fig., 1 tabl., rés. angl.

BUSER H. (1966) : Der Einfluss von Paläostrukturen auf die Entwicklung der Entwasserungssysteme Westafrikas und die Quartärgeschichte des Niger-Benue Stromgebietes. – *Zeitschr. deutsch. geol. Gesellsch., Hannover*, t. 166 (1964), n° 3, p. 651-674, 6 fig., 4 tabl., rés. all.

BUTZER K. W. (1957) : The recent climatic fluctuations in lower latitudes and the general circulation of the Pleistocene. – *Geogr. Annaler, Stockholm*, n° 2-3, p. 105-113.

BUTZER K. W. (1963) : The last « pluvial » phase of the eurafrican subtropics. – *In Les changements de climat*, Recherches sur la zone aride, UNESCO, t. 20, p. 211-218.

CABOT J. (1967) : Les lits du Logone. Étude géomorphologique. – Soc. Édit. Ens. Sup., Paris, 120 p., fig., photo., 1 carte coul. h.-t.

CAILLEUX A. (1952) : L'indice d'émoussé des grains de sable et de grès. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 2, p. 78-86.

CAILLEUX A. (1961) : Application à la géographie des méthodes d'étude des sables et des galets. – Cours Hautes Études géogr. Univ. Brésil, n° 2, Rio de Janeiro, 151 p.

CAILLEUX A., TRICART J. (1959) : Initiation à l'étude des sables et des galets. – Centre Document. Univ., Paris, t. 1, 376 p. ; t. 2, 194 p. ; t. 3, 202 p. ; fig., tabl.

CAMUS H., DEBUISSON J. (1964) : Étude hydrogéologique des terrains anciens du Sénégal oriental (campagne 1962-1963). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 64-A6, 143 p. multigr., 3 fig., tabl., 6 pl. dpl. h.-t., rés. fr.

CAPOT-REY R. et F. (1948) : Le déplacement des sables éoliens et la formation des dunes désertiques d'après R. A. Bagnold. – *Trav. Inst. Rech. sahar., Alger*, t. 5, p. 47-79.

CAPOT-REY R. (1953) : Le Sahara français. – Presses universitaire de France, Paris, Coll. Géogr. Union franç., 564 p., 20 fig., 12 pl. photo., 8 cartes h.-t.

CAPOT-REY R. (1957) : Recherches récentes et tendances nouvelles en morphologie désertique. – *La géographie française au milieu du XXe siècle*, J. B. Baillière, Paris, p. 43-52.

CAPOT-REY R. (1970) : Remarques sur les ergs du Sahara. – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 431, p. 2-19, rés. fr., angl.

CARVALHO G. S. de (1953) : Formações detriticas e morfologia do littoral setentrional da provincía da Guiné. – *Garcia de Orta*, vol. 11, n° 3, p. 501-521.

CASTELAIN J. (1965) : Aperçu stratigraphique et micropaléontologique du bassin du Sénégal. Aperçu de la découverte paléontologique. – *Colloque internat. Micropaléontologie* (Dakar, mai 1963), *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 32, p. 135-159.

CASTELAIN J., CAUVIN J. (1963) : Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal (Afrique occidentale). – Arch. Soc. afr. Pétr., Dakar, multigr.

CAVAZZA S. (1967) : Problemi di erosione nella regione del Fouta-Djallon (Guinea). – *Geofis. e Meteorol., Ital.*, t. 16, n° 3-4, p. 71-76, 2 fig., 3 photo.

CHAMARD Ph. (1969) : Évolution du lac de Chemchane à l'Holocène. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 21, p. 16-28, 4 fig.

CHAMARD Ph., GUITAT R., THILMANNS G. (1970) : Le lac Holocène et le gisement néolithique de l'Oum Arouaba (Adrar de Mauritanie). – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, B, Sénégal*, t. 32, n° 3.

CHARREAU C. (1969) : Influence des techniques culturales sur le développement du ruissellement et de l'érosion en Casamance. – *Agron. tropic., Fr.*, t. 24, n° 9, p. 836-842, 5 tabl., 2 fig.

CHARREAU C., FAUCK R. (1965) : Les sols du Sénégal. – *Climat, sols et végétation. Ét. sénég.*, n° 9, Connaissance du Sénégal, *Centre Rech. Doc. Sénég., Saint-Louis*, fasc. 3, p. 111-154, 1 carte, 2 photo.

CHARREAU C., SÉGUY L. (1969) : Mesure de l'érosion et du ruissellement à Séfa en 1968. – *Agron. tropic., Fr.*, t. 24, n° 11, p. 1055-1097, 20 tabl., 20 fig., rés. fr., angl., esp.

CHAUTARD J. (1905) : Étude sur la géographie physique et la géologie du Fouta Djalon et de ses abords orientaux et occidentaux. – Thèse Sciences, H. Jouve, Paris, 210 p., 35 fig., 5 pl.

CHAUTARD J., LEMOINE P. (1908) : Sur le phénomène de la latéritisation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 8, p. 35-38.

CHAUVEL A. (1967) : Notice explicative carte pédologique du Sénégal au 1/200 000 : feuilles Kédougou et Kéniéba-Kossanto. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 155 p. multigr., fig., 2 cartes coul. h.-t.

CHAUVEL A., MONNIER G. (1967) : Sur la signification générale de l'analyse granulométrique en pédologie ; examen des problèmes posés par la caractérisation de la texture de certains sols tropicaux. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 264, p. 1969-1972.

CHAUVEL A., PEDRO G. (1967) : Considérations sur l'analyse granulométrique et le problème de la détermination minéralogique de certains sols tropicaux ; nécessité et limites de la déferrification. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 264, p. 2089-2092.

CHAVAILLON J. (1964) : Les formations quaternaires du Sahara nord-occidental (de Colomb-Béchard à Reggane). – Centre nation. Rech. sci., Paris, Centre Rech. Zones arides, sér. Géol., n° 5, 393 p., 111 fig., 32 pl. h.-t., 17 cartes h.-t.

CHÉRET I. (1962) : Étude du régime des vents en Afrique occidentale. Possibilités d'utilisation des éoliennes pour l'exhaure de l'eau. – Berger-Levrault, Nancy, 56 p.

CHERMETTE A. (1949) : La bauxite dans la chaîne de Niandan Banié (Haute-Guinée). – *Chron. Mines Col., Paris*, n° 161, p. 194-195.

CHERMETTE A. (1956) : Les bauxites des confins Guinée-Sénégal-Soudan. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 24 p. multigr., 2 pl. dpl. h.-t.

CHÉTELAT E. de (1933) : Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord-Ouest de la Guinée française. La subdivision de Youkounkoun et les régions avoisinantes. – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., Fr.*, t. 6, p. 91-118.

CHÉTELAT E. de (1938) : Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée française. – Thèse Sciences, Paris, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., Fr.*, t. 11, n° 1, 120 p., 20 fig., 20 pl. h.-t., 1 carte h.-t.

CHEVALIER A. (1909) : Les hauts plateaux du Fouta Djalon. – *Ann. Géogr., Fr.*, t. 17, p. 253-261.

CHEVALIER A. (1911) : Essai d'une carte botanique, forestière et pastorale de l'A.O.F. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, p. 1614-1617.

CHEVALIER A. (1938) : Flore vivante de l'Afrique occidentale française. – Muséum nation. Hist. natur., Paris, 360 p., 51 fig., 1 carte h.-t.

CHEVALIER A. (1948) : Les cuirasses latéritiques. – *Rev. Bot. appl. Agr. trop.*, p. 49-66.

CHIRON J. C. (1963) : Mission de prospection Est Sénégal. Rapport de fin de campagne 1962-1963. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 63-A17, 41 p. multigr., 6 pl. h.-t.

CHIRON J. C. (1964) : Étude géologique du Pays Bassaris. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 64-A25, 110 p. multigr., 2 fig., 4 pl. photo., 5 pl. h.-t., 1 carte coul. h.-t.

CHIRON J. C. (1969) : Esquisse géologique de la chaîne des Mauritanides entre Mbout et Moudjéria (Mauritanie occidentale). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 11, n° 2, p. 170-184, 4 fig., 1 dpl., rés. fr.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A., MAARLEVELD J. C. (1967) : Nouvelles dates isotopiques du Quaternaire marocain et leur signification. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 264, p. 434-437.

CHUDEAU R. (1910) : Note sur la géologie du Soudan. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. 10, p. 317-332, 6 fig., 1 carte.

CHUDEAU R. (1917) : Le Plateau Mandingue (Afrique occidentale) — Profil géologique du chemin de fer de Kayes au Niger. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. 17, p. 117-135.

CHUDEAU R. (1921 a) : Le Plateau Mandingue. – *Ann. Géogr., Fr.*, t. 30, p. 362-373.

CHUDEAU R. (1921 b) : Les changements de climat du Sahara pendant le Quaternaire. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 172, p. 604-607.

CISSÉ M., CONDAMIN M. (1969) : Le Parc National du Niokolo-Koba (Sénégal), fasc. 3. – *Mém. Inst. fond. Afr. noire, Sénégal*, n° 84, 1. Notes toponymiques, p. 11-18, 1 carte dpl.

COLLIN-DUFRESNE Y. (1962) : Carte géotechnique du Sénégal, 2 feuilles au 1/500 000 (NE et NW). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr., 2 cartes coul. h.-t.

COINTEPAS J. P. (1956) : Premiers résultats des mesures de l'érosion en Moyenne-Casamance. – *Congr. internat. Sci. Sol*, Paris, vol. D, p. 569-576.

CONRAD G. (1963) : Synchronisme du dernier pluvial dans le Sahara septentrional. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 257, p. 2506-2509.

CONRAD G. (1965) : Stratigraphie du Quaternaire de l'Ahnet et du Mouydir (Sahara central). – *Quaternaria, Rome*, vol. 7, p. 91-100.

CONRAD G. (1969) : L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). – Centre nation. Rech. sci., Paris, Centre Rech. Zones arides, sér. Géol., n° 10, 527 p., 284 fig. et tabl., 11 pl. photo., 6 cartes coul. h.-t.

COOPER W. C. (1927) : Report on a rapid Geological Survey of the Gambia (British West Africa). – *Bull. Gold Coast Geol. Survey*, n° 3.

COQUE R. (1962) : La Tunisie présaharienne, étude géomorphologique. – Thèse Lettres, Paris, Armand Colin, Paris, 476 p., 85 fig., 30 pl. photo., 4 cartes h.-t.

CORBEIL R. (1951) : Industrie à faciès paléolithique en Guinée française. La Latérite et la Préhistoire. – *1re Conf. internat. Afric. Ouest*, Dakar, 1945, *C.R.* t. 2, p. 393-396, rés. fr.

CORBEIL R., MAUNY R., CHARBONNIER J. (1951) : Préhistoire et Protohistoire de la presqu'île du Cap-Vert et de l'extrême Ouest sénégalais. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 10 (1948), p. 378-460, 14 fig., 7 pl. photo.

CORNET A. (1964) : Notice explicative de la carte géotechnique du Sénégal. Échelle 1/500 000. – Serv. Mines Géol., Républ. Sénégal, Dakar, 43 p., 4 cartes coul.

CREAC'H P. (1951) : Sur quelques nouveaux sites et nouvelles industries préhistoriques d'Afrique occidentale française. – *1re Conf. internat. Afric. Ouest*, Dakar, 1945, t. 2, p. 397-430, 29 fig.

DAGASSAN E. (1966) : Reconnaissance hydrogéologique du Ferlo en vue de son aménagement pastoral. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 66-A13, 55 p. multigr., 4 pl. dpl. h.-t., 4 pl. photo.

DAGASSAN E. (1967) : Étude hydrogéologique pastorale de la zone sud-ouest du Ferlo. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 67-A3, multigr.

DARS R. (1955) : Sur un phénomène de capture observé dans la boucle nord du Baoulé, affluent du Sénégal (Soudan). – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 6, p. 262-265, et *Bull. Dir. féd. Mines Géol. Afr. occ. fr., Dakar*, n° 20, p. 131-141, 3 fig., 1 pl. photo.

DARS R. (1957) : Sur l'existence de Continental intercalaire au Nord-Est de Nara (Soudan français). – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 248.

DARS R. (1960) : Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique de l'Ouest). – Thèse Sciences Paris, *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 12 (1961), 329 p., 85 fig., 27 pl. h.-t., 2 cartes h.-t.

DARS R., SOUGY J. (1964) : Sur les relations entre la série épimétamorphique de Bakel et les roches cristallines du Guidimakha dans la région de M'Bout (Mauritanie méridionale). – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 258, p. 6195-6198, 2 fig.

DARS R., SOUGY J., VOGT J. (1959) : Observations nouvelles sur le « Cambro-Ordovicien » du Plateau Mandingue occidental (A.O.F.). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 1, p. 137-142, 3 fig.

DA SILVIA TEXEIRA A. J. (1962) : As solos da Guiné portugesa. – *Estudos, Ensaios e Documentos*, n° 100, Lisbonne, 397 p., 90 pl., 1 carte h.-t.

DAVEAU S. (1959) : Recherches morphologiques sur la région de Bandiagara. – Thèse compl. Lettres, Paris, 1957, *Mém. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, n° 56, 120 p., 19 fig., 21 pl. photo. h.-t., 5 cartes h.-t.

DAVEAU S. (1960) : Les plateaux du Sud-Ouest de la Haute-Volta. Étude géomorphologique. – Fac. Lett. Sci. hum. Dakar, *Trav. Dép. Géogr.*, n° 7, 64 p., 11 fig., 5 pl. photo.

DAVEAU S. (1962) : Principaux types de paysages morphologiques des plaines et plateaux soudanais dans l'Afrique de l'Ouest. – *Inform. géogr., Fr.*, n° 2, p. 61-72, 13 fig.

DAVEAU S. (1963) : Étude de versants gréseux dans le Sahel mauritanien. – *Mém. et Doc., Centre nat. Rech. sci., Paris*, t. 9, p. 7-30, 11 fig., 7 pl.

DAVEAU S. (1965) : Dunes ravinées et dépôts du Quaternaire récent dans le Sahel mauritanien. – *Rev. Géogr. Afr. occ., Dakar*, n° 1-2, p. 7-47, 7 fig., 6 pl. photo.

DAVEAU S. (1967) : Le relief du Baten d'Atar (Adrar mauritanien). – *Mém. et Doc., Centre nat. Rech. sci., Paris*, année 1966, vol. 2, 96 p., 26 fig., 2 tabl., 7 pl. photo.

DAVEAU S. (1969 a) : Bilan des recherches concernant l'étude du Quaternaire dans les territoires portugais d'Afrique. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 22, p. 86-90.

DAVEAU S. (1969 b) : La découverte du climat d'Afrique tropicale au cours des navigations portugaises (XVe siècle et début XVIe siècle). – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, B, Sénégal*, t. 31, n° 4, p. 953-988, 8 fig., 9 tabl.

DAVEAU S. (1970) : L'évolution géomorphologique quaternaire au Sud-Ouest du Sahara (Mauritanie). – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 431, p. 20-38, 6 fig., rés. fr., angl.

DAVEAU S., BIBERSON P. (1967) : Le Quaternaire et le Paléolithique de l'Adrar mauritanien. – Livret-guide Congrès panafr. Préhist. Ét. Quatern., Dakar, 11 p. multigr., 3 fig., 1 tabl., 1 carte dpl.

DAVEAU S., LAMOTTE M., ROUGERIE G. (1962) : Cuirasses et chaînes birrimiennes en Haute-Volta. – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 387, p. 460-482, 10 fig., 2 pl. photo.

DAVEAU S., MICHEL P. (1969) : Le relief du Tagant (Mauritanie). – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., Fr.*, (2), vol. 11, n° 2, p. 189-210, 12 fig., 8 photo., rés. fr., angl.

DAVEAU S., MOUSINHO R., TOUPET Ch. (1967) : Les grandes dépressions fermées de l'Adrar mauritanien, Sebkha de Chemchane et Richât. – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 29, n° 2, p. 413-446, 5 fig., 11 photo.

DAVEAU S., TOUPET Ch. (1963) : Anciens terroirs Gangara. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, B, Sénégal*, t. 25, n° 3-4, p. 193-214.

DAVIES O. (1964) : The Quaternary in the Coast-lands of Guinea. – Jackson Son & Co, Glasgow, 300 p., 120 fig., 8 pl.

DAVIES O. (1966) : Report on Quaternary studies in Ghana. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 28, n° 1, p. 406-407.

DÉFOSSEZ M. (1962) : Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la Boucle du Niger. – Thèse Sciences Strasbourg, *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 13, 174 p., 22 fig., 7 pl., 15 dpl. h.-t., 2 cartes coul. h.-t.

DÉFOSSEZ M., ELOUARD P., VERDONI A. (1959) : Les nappes phréatiques du Sénégal. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 25 p. multigr., 4 cartes dpl. h.-t.

DÉFOSSEZ M., PALAUSI G., RADIER H. (1957) : Données nouvelles sur les séries anciennes dans la boucle du Niger, Soudan. – *Bull. Dir. féd. Mines Géol. Afr. occ. fr., Dakar*, n° 20, p. 149-191, 5 fig., 6 tabl., 1 carte coul. h.-t.

DÉGALLIER R. (1954) : Hydrogéologie de la nappe maestrichienne du Sénégal. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 24 p. multigr., 33 pl. dpl., h.-t.

DÉGALLIER R. (1956 a) : Géologie de la région de Richard-Toll (Sénégal). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 18 p. multigr., 5 pl. dpl. h.-t.

DÉGALLIER R. (1956 b) : Hydrogéologie de la feuille de Louga au 1/200 000 (Sénégal). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 10 p. multigr., 7 pl. dpl. h.-t.

DÉGALLIER R. (1962) : Hydrogéologie du Ferlo septentrional (Sénégal). – *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 19, 44 p., 29 dpl. h.-t., 1 carte coul. h.-t.

DEKEYSER P., VILLIERS A. (1956) : Le Parc National du Niokolo-Koba, fasc. 1. – *Mém. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, n° 48, Introduction, p. 9-22.

DELAIRE L. (1950) : Rapport de mission en Moyenne-Guinée. Campagne 1949-1950. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr.

DELHAYE (1927) : Les gîtes aurifères du Bambouk (Soudan français). – *Ann. Soc. Géol. Belgique.*

DELIBRIAS G., DUTIL P. (1966) : Formations calcaires lacustres du Quaternaire supérieur dans le massif central saharien (Hoggar) et datations absolues. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 262, p. 55-58.

DELORME G. (1963) : Répartition et durée des précipitations en Afrique occidentale. – Ministère Travaux Publics, Direction Météorologie nationale. Monographie n° 28, Paris, 26 p.

DELPY J. (1959 a) : Observations sur le « Primaire » du Tagant (Mauritanie). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 1, n° 2, p. 123-127.

DELPY J. (1959 b) : Nouvelles observations sur la position stratigraphique du « Falémien ». – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 249, p. 1534-1536.

DELPY J. (1960) : Attribution au Primaire de la Série de Bakel (Mauritanie, Sénégal) considérée auparavant comme précambrienne. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 250, p. 3035-3037.

DELVIGNE J. (1965) : Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. – *Off. Rech. sci. tech. O-mer*, Libr. Dunod, Paris, 177 p., 2 fig., 9 pl. photo., rés. fr., angl.

DEMANGEOT J. (1967) : Les milieux naturels tropicaux. Cours de géographie physique. – Centre Document. Univ., Paris, 145 p., 127 fig.

DÉMOULIN D. (1967) : Étude de la morphologie littorale de la Petite Côte, de Bargny au marigot de la Nougouma (Sénégal). La côte basse de Bargny-Guedj à Yène Tode. – Dipl. Ét. Sup., Dépt. Géogr., Fac. Lett. Sci. hum. Univ. Dakar, 122 p. + 8 p. multigr., 28 fig.

DÉMOULIN D., DESCAMPS C., HÉBRARD L., MICHEL P., VIEILLEFON J. (1969) : Bilan des recherches sur le Quaternaire du Sénégal et de la Mauritanie (1968-1969). – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 22, p. 91-100.

DÉMOULIN D., MASSE J. P. (1969) : Grès de plage de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal). – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 31, n° 3, p. 721-738, 2 fig., 2 photo.

DÉMOULIN D., MICHEL P. (1967) : Le massif de Ndiass et sa bordure Nord-Ouest. – Livret-guide Congrès panafr. Préhist. Ét. Quatern., Dakar, 8 p. multigr., 4 fig.

DEPAGNE J. (1964) : Reconnaissance hydrogéologique dans la région d'Idini, janv.-juin 1964 (Mauritanie). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK, 64-A20, 40 p. multigr., 7 pl. dpl. h.-t., rés. fr.

DEPAGNE J. (1965) : Les nappes déprimées d'Afrique occidentale. – Comm. Congr. Ass. internat. Hydrol., Hanovre ; Bur. Rech. géol. min., DAK 65-A28, p. 17-23, multigr.

DEPAGNE J., MOUSSU H. (1967) : Notice explicative de la carte hydrogéologique du Sénégal au 1/500 000 et de la carte hydrochimique au 1/1 000 000. – Direction Énergie et Hydraulique Sénégal, Dakar, 35 p., 5 cartes coul. h.-t.

DE PLOEY J. (1965) : Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts superficiels au Congo occidental. – *Quaternaria, Rome*, vol. 7, p. 131-154, 17 fig. et photo., rés. angl., all.

DERRUAU M. (1962) : Précis de géomorphologie. – 4e éd. Masson, Paris, 415 p., 162 fig., 61 pl. photo. h.-t.

DESCAMPS C. (1968) : Recherches sur l'ancienneté de la présence humaine dans l'extrême-ouest africain. – Comm. VIIIe Congr. Union Sciences anthropol. Ethnol., Tokyo.

DESCAMPS C. (1970) : Préhistoire. – *In* Le Niokolo-Koba, premier grand parc national du Sénégal. Publié sous la direction de André R. DUPUY, Grande Imprimerie africaine, Dakar, p. 199-203, 1 fig., 1 photo.

DESCAMPS C., DÉMOULIN D. (1969 a) : Stratigraphie du gisement préhistorique du cap Manuel (Dakar). – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 31, n° 3, p. 739-751, 2 pl., 2 photo., rés. fr., angl.

DESCAMPS C., DÉMOULIN D. (1969 b) : Découverte d'outillage lithique en stratigraphie à Thiès (Sénégal). – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr.*, Dakar, n° 23-24, p. 57-63, 2 pl., rés. angl.

D'HOORE J. (1954) : L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. – *Publ. I.N.E.A.C.*, Bruxelles, sér. Sci., n° 62, 132 p., 23 fig.

D'HOORE J. (1960) : La carte des sols d'Afrique au 1/5 000 000 (Troisième dessin). – *Sols afric.*, vol. 5, n° 1, p. 43-53.

D'HOORE J. (1964) : La carte des sols d'Afrique au 1/5 000 000. 1 carte en 7 feuilles et 1 mémoire explicatif, 209 p. – Projet conjoint n° 11, CCTA, Lagos, public. n° 93.

DIENG M. (1962) : Rapport de fin de campagne 1962 sur l'étude géologique du Continental terminal du Ferlo (Sénégal). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 62-A23, 20 p. multigr., 9 fig., 4 pl. dpl. h.-t.

DIENG M. (1963) : Étude géologique du Continental terminal du Sénégal oriental. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 63-A23, 45 p. multigr., 50 fig. h.-t., rés. fr.

DIENG M. (1965 a) : Étude géologique du Continental terminal du bassin sédimentaire de la Haute-Gambie (Sénégal-Gambie). Campagne 1964. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 65-A5, 54 p. multigr., 41 fig., 2 pl. dpl. h.-t., rés. fr.

DIENG M. (1965 b) : Contribution à l'étude géologique du Continental terminal du Sénégal (Travaux effectués de 1962 à 1965). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 65-A27, t. 1 : 181 p. multigr., t. 2 : 172 fig., 4 pl. photo., 4 pl. dpl. h.-t.

DIETRICH J. E. (1957) : Rapport de mission sur les indices de barytine de Kidira (Sénégal), Koulombo et Dinguira (Soudan). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 11 p. multigr., 1 fig., 6 photo.

DIETRICH W. (1941) : Die Dynamik der Böden in den feuchten Tropen, insbesondere von Westafrika. – Dietrich, Berlin, 125 p.

DONNOT (1959) : Mission bauxite Soudan — campagne de prospection 1959. Rapport fin de mission. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr.

DRESCH J. (1947) : Pénéplaines africaines. – *Ann. Géogr., Fr.*, p. 125-137.

DRESCH J. (1949) : Sur les pédiments en Afrique méditerranéenne et tropicale. – *C.R. Congr. internat. Géogr.*, Lisbonne, t. 2, p. 19-28, 3 fig.

DRESCH J. (1952) : Dépôts de couverture et reliefs en A.O.F. – *Publ. Congr. internat. Géogr.*, Washington, p. 323-326.

DRESCH J. (1953) : Plaines soudanaises. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 4, n° 1, p. 39-44, rés. angl.

DRESCH J. (1959) : Notes sur la géomorphologie de l'Aïr. – *Bull. Ass. Géogr., Fr.*, n° 280-281, p. 2-20, 2 fig., 2 pl. h.-t.

DRESCH J. (1966 a) : Les paysages tropicaux humides. – *Géographie générale*, A. Journeaux, P. Deffontaines et M. Jean-Brunhes Delamarre, Encyclopédie de la Pléiade, Gallimard, Paris, p. 609-710, 11 fig.

DRESCH J. (1966 b) : La zone aride. – *Géographie générale*, A. Journeaux, P. Deffontaines et M. Jean-Brunhes Delamarre, Encyclopédie de la Pléiade, Gallimard, Paris, p. 712-776, 3 fig.

DRESCH J., ROUGERIE G. (1960) : Observations morphologiques dans le Sahel du Niger. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 11, n° 4-6, p. 49-58, 5 fig.

DUBIEF J. (1953) : Les vents de sable au Sahara français. – *Colloque internat., Centre nation. Rech. sci.*, n° 35, p. 45-70.

DUBOIS J. (1948) : Esquisse des différents types de sols de la moitié sud du Sénégal. – *Conf. afric. Sols, Goma* (Congo Belge), p. 575-626.

DUBOIS J. (1954) : Le pseudo-delta du Sénégal. – *Ann. Centre Rech. agron. Bambey*, Sénégal, n° 11, p. 113-138.

DUBOIS J. (1967) : Quelques observations utilisables pour la chronologie au Sénégal et en Mauritanie. – Comm. au 6e Congr. panafr. Préhist. Ét. Quatern., Dakar, dactyl.

DUBOIS J., TRICART J. (1954) : Esquisse de stratigraphie du Quaternaire du Sénégal et de la Mauritanie du Sud. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 238, p. 2183-2185.

DUCHAUFOUR Ph. (1960) : Précis de pédologie. – Masson, Paris, 438 p., fig., 12 pl. noir, 2 pl. coul. h.-t.

DUONG-HUU-THOI (1950) : Introduction à l'étude de la végétation du Soudan français. – *2e Conf. internat. Afric. Ouest*, Bissau 1947, vol. 2, 1re partie, Lisbonne, p. 9-51, 1 carte dpl.

DURAND J. H. (1965) : Étude pédologique de la plaine de Boghé (Rép. isl. Mauritanie). – *Agron. tropic., Fr.*, t. 20, n° 12, p. 1284-1316, 4 fig.

ELHAI H. (1968) : Biogéographie. – Armand Colin, Paris, Coll. U, 406 p., 70 fig., 38 photo., 1 carte h.-t.

ELOUARD P. (1951 a) : Rapport de fin d'année 1950. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 19 p. multigr., 7 photo., 9 pl. dpl. h.-t.

ELOUARD P. (1951 b) : Rapport géologique des sondages de recherches d'eau du triangle Aleg-Podor-Kaédi – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr.

ELOUARD P. (1951 c) : Rapport de fin de campagne 1951 sur la Tertiaire et le Quaternaire de la région Aleg-Kaédi-Maghama. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 41 p. multigr., 17 fig., 3 pl. photo., 11 pl. dpl. h.-t.

ELOUARD P. (1953) : Rapport de fin de campagne 1952-1953. Tertiaire et Quaternaire du Trarza oriental et du Brakna. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 42 p. multigr., tabl., 9 cartes dpl. h.-t.

ELOUARD P. (1955) : Étude géologique du sondage de Moutounsi (Mauritanie). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 5 p. multigr., 1 coupe.

ELOUARD P. (1957 a) : Sondages de recherches d'eau dans la région d'Hassi el-Bagra (Mauritanie). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr.

ELOUARD P. (1957 b) : Recherches d'eau dans les formations récentes de l'Inchiri (Mauritanie). – *Bull. Dir. féd. Mines Afr. occ. fr., Dakar*, n° 20, p. 113-128, 2 fig.

ELOUARD P. (1959) : Étude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. – Thèse Sciences Paris, *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 7 (1962), 274 p., 31 fig., 8 pl. photo.

ELOUARD P. (1964) : Le Quaternaire du bassin du Sénégal. – *Symposium bassins sédimentaires du littoral atlantique de l'Afrique*, Ass. Serv. géol. afric. (1966), p. 95-97.

ELOUARD P. (1965 a) : Excursion géologique. Sous-sol de Dalar. – *Notes afr., Sénégal*, n° 105, p. 2-12, 6 fig. et photo.

ELOUARD P. (1965 b) : Excursion géologique de Bargny à Toubab Dialao. – *Notes afr., Sénégal*, n° 106, p. 33-42, 7 fig. et photo.

ELOUARD P. (1967 a) : Éléments pour une définition des principaux niveaux du Quaternaire sénégalo-mauritanien. 1. Plage à Arca senilis. – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 29, n° 2, p. 822-836, 2 fig.

ELOUARD P. (1967 b) : Réunion de la commission du lexique stratigraphique : définition du Nouakchottien. – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 29, n° 2, p. 836.

ELOUARD P. (1969) : L'homme du Nouakchottien. – *Notes afr., Sénégal*, n° 121, p. 8-10, 1 fig.

ELOUARD P., FAURE H. (1967) : Quaternaire de l'Inchiri, du Taffoli et des environs de Nouakchott. – Rapp. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Dakar, n° 19, 70 p. multigr., fig., 4 tabl.

ELOUARD P., FAURE H., HÉBRARD L. (1967) : Quaternaire de la région du Mbour. – Livret-guide. Congrès panafr. Préhist. Ét. Quatern., Dakar, 9 p. multigr., 3 fig.

ELOUARD P., FAURE H., HÉBRARD L. (1969) : Quaternaire du littoral mauritanien entre Nouakchott et Port-Étienne (18°-21° latitude Nord). – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 23-24, p. 15-24, 2 fig., rés. fr.

ELOUARD P., FAURE H., MICHEL P. (1967) : Nouveaux âges absolus (C 14) en Afrique de l'Ouest. – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 29, n° 2, p. 845-849.

ELOUARD P., MICHEL P. (1958) : Le Quaternaire du lac Rkiz et de l'Aftout de Boutilimit (Mauritanie). – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 12, 16 juin, p. 245-247.

ELOUARD P., MILLOT G. (1959) : Observations sur les silicifications du Lutétien en Mauritanie et dans la vallée du Sénégal. – *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg*, t. 12, n° 2, p. 15-19.

ELOUARD P., TESSIER F., HÉBRARD L. (1967) : Formations sédimentaires de la tête de la presqu'île du Cap-Vert. – Livret-guide. Congrès panafr. Préhist. Ét. Quatern., Dakar, 13 p. multigr., 2 fig., 1 tabl.

EMBERGER L., GAUSSEN H., KASSAS P., DE PHILIPPIS, BAGNOULS F. (1962) : Carte bioclimatique de la zone méditerranéenne. – Recherches sur les zones arides, UNESCO, Paris, t. 21, 1 carte au 1/500 000 (2 feuilles), notice explicative, 82 p., 4 cartes en pochette.

EMERY K. O., MILLIMAN J. D. (1969) : Quaternary sediments of the atlantic continental shelf of the United States. – Colloque rivages et plates-formes continentales, INQUA, Paris, 6 p. multigr.

ENJALBERT H. (1966) : Les données de la structure. – *Géographie générale*, A. Journeaux, P. Deffontaines et M. Jean-Brunhes Delamarre, Encyclopédie de la Pléiade, Gallimard, Paris, p. 217-337, 21 fig.

ERHART H. (1943) : Les latérites du Moyen-Niger et leur signification paléoclimatique. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 217, n° 4, p. 323-325.

ERHART H. (1951) : Sur le rôle des cuirasses termitiques dans la géographie des régions tropicales. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 233, p. 966-968.

ERHART H. (1956) : La genèse des sols, en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et Rhexistasie. – Masson, Paris, Coll. Évol. des Sciences, n° 8, 90 p.

ERHART H. (1961) : Sur la genèse de certains gîtes miniers sédimentaires en rapport avec le phénomène de Bio-Rhexistasie et avec des mouvements tectoniques de faible amplitude. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 252, n° 19, p. 2904-2906.

FAIDHERBE L. (1889) : Le Sénégal — La France dans l'Afrique occidentale. – Hachette, Paris, 503 p., pl. h.-t., 1 carte dpl.

FAIRBRIDGE R. (1965) : Eiszeitklima in Nordafrika. – *Geol. Rundsch., Dtsch.*, t. 54, n° 1, p. 399-414.

FAUCK R. (1954) : Les facteurs et les intensités de l'érosion en moyenne Casamance. – *Congr. internat. Sci. Sol*, Léopoldville, t. 3, p. 376-379.

FAUCK R. (1955) : Étude pédologique de la région de Sédhiou (Moyenne Casamance). – *Agron. tropic., Fr.*, t. 10, n° 6, p. 753-793.

FAUCK R. (1963) : Le sous-groupe des sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions. – *Sols afric.*, t. 8, n° 3, p. 383-405.

FAUCK R., TURENNE J. F., VIZIER J. F. (1963) : Étude pédologique de la Haute-Casamance. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 2 fasc. 181 p. multigr., 1 carte coul. h.-t.

FAURE H. (1959) : Sur quelques dépôts du Quaternaire du Ténéré (Niger). – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 249, n° 25, p. 2809-2811.

FAURE H. (1962 a) : Esquisse paléogéographique du Niger oriental depuis le Crétacé. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 254, p. 4485-4486.

FAURE H. (1962 b) : Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. – Thèse Sciences Paris, *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 47 (1966), 630 p., 179 fig., tabl., 12 pl. photo. h.-t., 1 carte coul. dpl. h.-t.

FAURE H. (1966) : Évolution des grands lacs sahariens à l'Holocène. – *Quaternaria, Rome*, vol. 8, p. 167-175.

FAURE H. (1969) : Lacs quaternaires du Sahara. – (International Symposium on Paleolimnology, Tihany — août 1967). *Mitt. internat. Verein. Limnol.*, n° 17, p. 131-146, 3 fig., rés. fr., angl.

FAURE H., ELOUARD P. (1967) : Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans. – *C.R. Acad. Sci., D., Fr.*, t. 265, p. 784-787, 2 fig.

FAURE H., VINCENT P., ELOUARD P. (1967) : Volcanisme pléistocène des Mamelles (Cap Vert). – Livret-guide. Congrès panafr. Préhist. Ét. Quatern., Dakar, 7 p. multigr., 2 fig.

FAURE J. (1954) : Les sols de la région de Louga. Vue d'ensemble sur les types de sols et leur valeur agronomique. – *Ann. Centre Rech. agron. Bambey, Sénégal*, n° 11, p. 141-160.

FIEUX J. (1883) : Note géologique sur le bassin de la Falémé et une partie du Haut-Sénégal. – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 174-177.

FITTE P. (1959) : Contribution à l'étude du préhistorique du Soudan occidental (région de Nioro, Yélimané, Kayes). – *Bull. Soc. préhist. Fr.*, t. 56, n° 7-8, p. 453-455.

FÖLSTER H. (1964) : Morphogenese der südsudanesischen Pediplane. – *Zeitschr. Geomorph., Dtsch.*, t. 8, p. 393-423.

FÖLSTER H. (1969 a) : Late quaternary erosion phases in SW-Nigeria. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, nº 21, p. 29-35, 2 fig., 2 tabl.

FÖLSTER H. (1969 b) : Slope development in SW-Nigeria during late Pleistocene and Holocene. – *Göttinger Bodenkundliche Berichte, Dtsch.*, nº 10, p. 3-56, 21 fig., 7 photo.

FONTES J. C., ELOUARD P., FAURE H. (1967) : Essai d'interprétation isotopique et paléoécologique du Quaternaire marin de Mauritanie. – Comm. 6e Congr. panafr. Préhist. Ét. Quatern., 15 p. multigr., 1 fig., rés. fr.

FOOD AGRICULTURE ORGANIZATION (1964) : Les possibilités d'aménagement agricole intégré du bassin du fleuve Gambie. Rapport aux gouvernements du Sénégal et de la Gambie. – F.A.O., Rome, 67 p. + Annexes multigr., 1 fig., photos.

FOURNIER F. (1954) : Les parcelles expérimentales. Méthode d'étude expérimentale de la conservation du sol, de l'érosion, du ruissellement. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Paris, nº 1623, 70 p. multigr., 13 fig.

FOURNIER F. (1955) : Les facteurs de l'érosion du sol par l'eau en Afrique Occidentale Française. – *C.R. Acad. Agric. Fr.*, p. 660-665.

FOURNIER F. (1956) : Les formes et types d'érosion du sol par l'eau en Afrique Occidentale Française. – *C.R. Acad. Agric. Fr.*, t. 42, p. 215-221.

FOURNIER F. (1958) : Étude de la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques. – Thèse Lettres Paris, Presses Univers. de France, Paris (1960), 203 p., 6 pl. h.-t., tabl., graph.

FRATSCHNER W. Th. (1960) : Die Laterite der südöstlichen Boé (Portugiesisch Guinea). – *Geologie en Mijnbow*, oct.

FRITSCH P. (1969) : Note préliminaire sur la morphologie du piémont nord de l'Adamoua dans la région de Kontcha (Cameroun). – *Ann. Fac. Sci. Cameroun*, nº 3, p. 101-111, 3 fig., rés. fr., angl.

FRITSCH P. (1970) : Reconnaissance morphologique de la plaine Tikar (Cameroun). – *Ann. Fac. Sci. Cameroun* (à paraître), 19 p. multigr., 4 fig.

FROMAGET E. (1908) : Instructions nautiques du fleuve Sénégal d'après les travaux de la mission de balisage, 1906-1907-1908. – Impr. Gounouilhou, Bordeaux, 125 p., fig., cartes coul. h.-t.

FURON R. (1928) : Recherches sur la géologie et l'hydrologie ancienne du Sahel soudanais (Aouker et Macina). – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, nº 16, p. 276.

FURON R. (1930) : Les gisements préhistoriques du Kaarta (Soudan). Paléolithique et Néolithique. – *Anthropologie*, t. 40, p. 31-35.

FURON R. (1943) : Géologie de la Guinée française. – *Bur Ét. Géol. Mines Col.*, Paris, nº 19, 47 p.

FURON R. (1960) : Géologie de l'Afrique. – 2e éd., Payot, Paris, 400 p., 31 fig.

GALLAIS J. (1967) : Le Delta intérieur du Niger et ses bordure. Étude morphologique. – *Mém. et Doc. Centre nation. Rech. sci., Paris*, nouv. série, vol. 3, 153 p., 30 fig., 28 photo., 5 cartes dpl. h.-t.

GAUTIER E. F. (1931) : Le modelé du Sénégal et de la Guinée. – *Bull. Ass. Géogr. fr.*, nº 51, p. 75-79.

GAUTIER E. F. (1932) : Remarque sur la morphologie du Fouta Djalon. – *Bull. Ass. Géogr. fr.*, nº 59, p. 83-87. Obs. de A. Chevalier, p. 93-94.

GAUTIER E. F. (1943) : L'Afrique Noire Occidentale. Esquisse des cadres géographiques. – 2e éd., Larose, Paris, 188 p., 5 fig., 8 pl. h.-t.

GAVAUD M. (1960) : Études pédologiques des cuvettes argileuses dans dans le cercle du Brakna. – Rapp. Off. Rech. tech. O-mer, Dakar, multigr,, cartes h.-t.

GAVAUD M. (1966) : Étude pédologique du Niger Occidental. Monographie des sols. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 513 p. multigr., fig.

GAVAUD M. (1967 a) : Compte rendu de tournée dans le *Diéri*. – Inédit. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, dactyl.

GAVAUD M. (1967 b) : Esquisse de l'histoire des sols du Niger centre et ouest méridional. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr.*, Dakar, nº 14-15, p. 24-27, et *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 31 (1969), nº 1, p. 253-258.

GAVAUD M. (1967 c) : Interprétation chronologique des systèmes de sols des dunes fixées du Niger méridional. – Comm. 6e Congr. panafr. Préhist. Ét. Quatern., Dakar, 20 p. multigr.

GÈZE B. (1943) : Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. – *Mém. Mus. nation. Hist. nat., Fr.*, nouv. sér., t. 17, 271 p., carte géol. coul.

GIGOUT M. (1949) : Définition d'un étage ouljien. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 229, n° 11, p. 551-552.

GIGOUT M. (1958) : Réflexions sur les bases du Quaternaire marin. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 8, n° 4, p. 349-362, 8 fig.

GIRAUDON R. (1961) : Rapport provisoire de fin de campagne. Mission Tinkoto. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 27 p. multigr., 2 pl. photo., 17 pl. h.-t.

GIRAUDON R., SOUGY J. (1963) : Position anormale du socle granitisé des Hajar Dekhen sur la série d'Akjoujt et participation de ce socle à l'édification des Mauritanides hercyniennes (Mauritanie occidentale). – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 257, p. 937-940, 1 fig.

GLANGEAUD L. (1941) : Évolution des minéraux résiduels et notamment du quartz dans les sols autochtones en Afrique Occidentale française. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 212, p. 862-864.

GOLOUBINOW R. (1936) : Géologie et ressources en or du Nord-Est de la Guinée française. – Thèse Sciences Nancy, Thomas, Nancy, 140 p.

GOLOUBINOW R. (1938 a) : Les bauxites de Tougué. – *Bull Serv. Mines Afr. occ. fr., Dakar*, n° 1, p. 77-80, 2 fig., 1 carte h.-t.

GOLOUBINOW R. (1938 b) : Relations des terrains métamorphiques redressés et des granites dans la région guinéo-soudanaise. – *Bull. Serv. Mines Afr. occ. fr., Dakar*, n° 1, p. 81-88, 6 fig., 1 carte h.-t.

GOMEZ E. (1969) : Étude géomorphologique dans la région méridionale du lac Retba (presqu'île du Cap-Vert, Sénégal). – Trav. Ét. Rech. Maîtr. Géogr., Dépt. Géogr. Fac. Lett. Sci. hum. Univ. Dakar, 55 p. multigr., 17 fig., 1 carte h.-t.

GORODISKI A. (1952) : Notice explicative de la carte géologique du Sénégal au 1/20 000 (feuilles Ouakam et Dakar). – *Bull. Dir. Mines Afr. occ. fr., Dakar*, n° 10, p. 5-57, 2 pl. h.-t., 2 cartes coul. dpl. h.-t.

GORODISKI A. (1955) : Note sur les gisements de calcaire lacustre de la feuille Louga au 1/200 000. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 9 p. multigr., 1 carte dpl. h.-t.

GORODISKI A. (1958) : Miocène et indices phosphatés de Casamance. – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 12, p. 248, et n° 13, p. 293-297.

GOUZES R. (1961) : Étude hydrogéologique de la Casamance. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 46 p. multigr., 10 pl. dpl. h.-t.

GOUZES R. (1962 a) : Études hydrogéologiques de l'arrière-pays de Kaédi (Mauritanie). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 62-A33, 38 p. multigr., 5 fig., tabl., 1 pl. dpl. h.-t., 3 cartes coul. dpl. h.-t.

GOUZES R. (1962 b) : Étude hydrogéologique des sources du Tagant et de l'Assaba. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 62-A34, 44 p. multigr., 9 fig., tabl., 4 pl. dpl. h.-t.

GRANDIN G. (1968) : Les niveaux cuirassés dans la région du Blafo-Gueto (Côte d'Ivoire). – Comm. 6e Conf. West afric. sci. Assoc., Abidjan, 14 p. multigr., 1 fig.

GRANDIN G., DELVIGNE J. (1969) : Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi : jalons de l'histoire morphologique de la Côte d'Ivoire. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 269, n° 16, p. 1474-1477, 2 fig., rés. fr.

GRASSÉ P., NOIROT Ch. (1959) : Rapports des termitières avec les sols tropicaux. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 10, n° 1-4, p. 35-40, 1 fig.

GRAVESTEIJN J. (1962) : Mission Sud-Falémé. Rapport de fin de campagne 1961. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 32 + 14 + 15 p. multigr., pl. dpl. h.-t.

GRAVESTEIJN J. (1963) : Mission Ouassa–Sud-Falémé (Rapport de fin de campagne 1961-1962). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 62-A32, 64 p. multigr., 40 pl. dpl. h.-t.

GRAVESTEIJN J. (1965) : Recherches minières Sénégal oriental 1963-1965. Prospections géochimiques 1963-1965. – Projet Nations Unies, Dakar, 137 p. multigr., 9 fig., 10 tabl., pl. dpl. h.-t.

GRENIER Ph. (1960) : Les Peul du Ferlo. – *Cah. Outre-Mer, Fr.*, n° 49, p. 28-58, 6 fig.

GROVE A. T. (1958) : The ancien erg of Hausaland and similar formations on the south side of the Sahara. – *Geogr. Journ., Londres*, t. 124, n° 4, p. 526-533.

GROVE A. T., WARREN A. (1968) : Quaternary landforms and climate on the south side of the Sahara. – *Georg. Journ., Londres*, t. 134, n° 2, p. 194-208, 5 fig., 3 pl. photo.

GSELL A. (1957) : Rapport de prospection. Campagne 1956-1957 (Région de Tougué). – Arch. Soc. Péchiney, Paris, multigr.

GSELL A. (1958) : Rapport de prospection. Campagne 1957-1958 (Région de Tougué, Dabola et Kéniéba). – Arch. Soc. Péchiney, Paris, multigr.

GSELL A. (1959) : Rapport de prospection. Campagne 1958-1959 (Régions de Baléa et Bamako-Ouest). – Arch. Soc. Péchiney, Paris, multigr.

GUESDON R. (1964) : Mission diamant Est-Sénégal, campagne 1963-1964. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 64-A14, 29 p. multigr., 2 fig., 5 pl. dpl. h.-t.

GUILCHER A. (1954) : Rapport sur une mission d'étude de la Langue de Barbarie et l'embouchure du Sénégal. – Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, 60 p. multigr., 11 fig., 6 cartes dpl.

GUILCHER A. (1961) : Le beach-rock ou grès de plage. – *Ann. Géorg., Fr.*, t. 70, p. 113-125.

GUILCHER A. (1969) : Pleistocene and Holocene sea level changes. – *Earth-Sci. Rev., Holl.*, t. 5, p. 69-97, 7 fig.

GUILCHER A., NICOLAS J. P. (1954) : Observations sur la Langue de Barbarie et les bras du Sénégal, aux environs de Saint-Louis. – *Com. centr. océanogr. Ét. Côtes, Fr.*, t. 6, p. 227-243.

GUILLIEN Y. (1968) : Chronostratigraphie de l'Europe würmienne. – *Bull. Ass. fr. Ét. Quatern.*, n° 16, p. 155-174, bibl. (8 p.), rés. fr., angl.

HAGEDORN H., JÄKEL D. (1969) : Bemerkungen zur Quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tchad). – *Bull. Ass. sénég. Ét Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 23-24, p. 25-42, 3 fig., 2 tabl., rés. fr., angl.

HARDEL (1907) : Le régime du fleuve Sénégal. – *Bull. Soc. Géogr. Afr. occ. fr.*, n° 4, p. 243-267.

HARRASSOVITZ H. (1930) : Boden der tropischen Regionen. – *Handbuch der Bodenlehre*, E. Blanck, Berlin, t. 2, p. 362-436.

HÉBRARD L. (1966 a) : Note sur les formations du Quaternaire de la région de Mbour-Joal (Sénégal). – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 28, n° 1, p. 407-414, 4 fig.

HÉBRARD L. (1966 b) : Les formations tertiaires et quaternaires de l'isthme de la presqu'île du Cap-Vert (feuille Tiaroye, Sénégal). – Rapp. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Dakar, n° 16, 68 + 7 p. multigr., 7 fig., 4 cartes h.-t.

HÉBRARD L. (1968 a) : Contribution à l'étude des formations quaternaires de l'Aftout es Saheli et de la partie nord-ouest du Delta du Sénégal (Mauritanie). – Rapp. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Dakar, n° 25, 29 p. + Annexe multigr., 15 fig., rés. fr.

HÉBRARD L. (1968 b) : Contribution à l'étude géologique des formations quaternaires de la bordure de la sebkha Ndramcha près de Nouakchott (Mauritanie). – Rapp. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Dakar, n° 27, 28 p. + Annexe multigr., 16 fig., 1 carte h.-t.

HÉBRARD L., FAURE H., ELOUARD P. (1969) : Age absolu du volcanisme quaternaire de Dakar (Sénégal). *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 22, p. 15-19, 2 fig.

HENRY Y. (1918) : Irrigation et cultures irriguées en Afrique tropicale. – Larose, Paris, 296 p., 35 fig., 10 photo., cartes h.-t. dpl.

HERVIEU J. (1967) : Sur l'existence de deux cycles climato-sédimentaires quaternaires dans les monts Mandara et leurs abords (Nord-Cameroun). Conséquences morphologiques et pédogénétiques. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 264, p. 2624-2627.

HERVIEU J. (1968) : Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical. – *Mém. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Fr.*, n° 24, 465 p., 86 fig., 28 tabl., 76 photo., 1 carte h.-t.

HERVIEU J. (1969) : Les industries à galets aménagés du haut bassin de la Bénoué (Cameroun). – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 22, p. 24-34, 2 fig.

HERVIEU J. (1970) : Influence des changements de climat quaternaires sur le relief et les sols du Nord-Cameroun. – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 433, p. 386-398, 4 fig., rés. fr., angl., et *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 25, p. 97-105, 4 fig.

HILTON T. E. (1963) : The geomorphology of North-Eastern Ghana. – *Zeitschr. Geomorph., Dtsch*, t. 7, p. 308-325.

HJULSTRÖM F. (1957) : Studien über das Mäander-Problem. – Institution of Hydraulics, *Bull. Royal Inst. Technol., Stockholm*, n° 51, p. 234-269.

HUBERT H. (1917 a) : Géologie du Sénégal et des régions voisines. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. 17, p. 103-108.

HUBERT H. (1917 b) : Les diabases du Fouta-Djalon et leurs phénomènes de contact. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 169, p. 434-437.

HUBERT H. (1920) : Le dessèchement progressif de l'A.O.F. – *Bull Com. Ét. hist. sci. Afr. occ. fr., Dakar*, n° 4, p. 457.

HUBERT H. (1921) : Eaux superficielles et souterraines du Sénégal. – Larose, Paris, 31 p., 1 carte h.-t.

HUBERT H. (1939) : L'interprétation de la nature lithologique du sous-sol en A.O.F. par l'examen sur le terrain des formations latéritiques. – *Étude des altérations superficielles*. Publ. Bur. Ét. géol. min. Col., n° 12, Paris, p. 39-57.

HUGOT H. J. (1965) : Découvertes relatives au décalage chronologique du Paléolithique récent en Afrique de l'Ouest. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 260, p. 2861-2864.

HUGOT H. (1967) : Le Paléolithique terminal dans l'Afrique de l'Ouest. – *Background to Evolution in Africa*, W. W. Bishop et J. Desmond Clark, Univ. Chicago Press, p. 529-555, 6 fig., 5 tabl., rés. angl.

HURAULT J. (1970) : Les lavaka de Banyo (Cameroun) ; témoins de paléo-climats. – *Bull. Ass. Géogr. fr.*, n° 377-378, p. 3-13, 3 fig., rés. fr., angl.

I.F.A.N. (Section de Géographie) (1950) : Enquête sur le dessèchement en A.O.F. (Première tranche : Mauritanie, Sénégal, Soudan, Niger). – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 12, n° 4, p. 1171-1175.

INSTITUT DE RECHERCHES AGRONOMIQUES TROPICALES (1969) : Légende pour les sols et associations de la carte pédologique de la vallée du Sénégal. – Opération fleuve. Réunion du 25.1.69, Note interne, 8 p. multigr.

INSTITUT DE RECHERCHES AGRONOMIQUES TROPICALES (s.d.) : Rapport de campagne 1966 de la Section de bioclimatologie. – Centre Rech. agron. Bambey, Sénégal, 143 p. multigr., tabl.

JACQUET F. (1936) : L'Éocène et les phosphates dans la Vallée du Sénégal. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 203, p. 1272.

JACQUET F. (1938) : Les grandes lignes de l'hydrologie mauritanienne. – *Bull. Serv. Mines Afr. occ. fr., Dakar*, n° 1, p. 5-10.

JAEGER P. (1951) : Physiographie du massif de Kita — Soudan français. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 2, n° 1, p. 1-31, 10 fig.

JAEGER P. (1956) : Contribution à l'étude des forêts reliques du Soudan occidental. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 18, n° 4, p. 993-1053, 21 fig., tabl.

JAEGER P. (1959) : Les plateaux gréseux du Soudan occidental. Leur importance phyto-géographique. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 21, n° 4, p. 1147-1159.

JAEGER P. (1960) : Vers une destruction accélérée de la savane soudanaise. – *Nature, Fr.*, n° 3300, p. 155-157, 9 photo.

JAEGER P., DUONG-HUU-THOI (1951) : Grottes à dessins rupestres de la région de Kita (Soudan français). – 1re *Conf. internat. Afric. Ouest, Dakar*, 1945, t. 2, p. 313-317, 2 pl.

JAEGER P., JAROVOY M. (1952) : Les grès de Kita (Soudan occidental). Leur influence sur la répartition du peuplement végétal. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 14, n° 1, p. 1-18, 5 fig. et photo.

JARANOFF D. (1937) : Études de géologie dynamique au Maroc, dans les confins Algéro-Marocains et en Afrique occidentale française. – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., Fr.*, t. 10, p. 131-141.

JARDINÉ S., MAGLOIRE L. (1965) : Palynologie et stratigraphie du Crétacé des bassins du Sénégal et de la Côte d'Ivoire. – *Colloque internat. Micropaléontologie*, Dakar, mai 1963. *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 32, p. 188-245.

JOIRE J. (1947) : Amas de coquillages du littoral sénégalais dans la banlieue de Saint-Louis. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 9, p. 170-340, 37 fig., 3 pl. photo.

JOIRE J. (1955) : Découvertes archéologiques dans la région de Rao (Bas Sénégal). – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, B, Sénégal*, t. 17, n° 3-4, p. 249-333, 7 fig., 8 photo.

JOLY F. (1957) : Les milieux arides. Définition. Extension. – *Notes maroc., Rabat*, n° 8, p. 15-30.

JOLY F. (1962) : Études sur le relief du Sud-Est marocain. – Thèse Lettres Paris. *Trav. Inst. sci. chérifien, Rabat*, série Géol. et Géogr. phys., n° 10, 578 p., 96 fig., 16 pl. photo., 4 cartes coul. h.-t.

JUNG J. (1958) : Précis de pétrographie. – Masson, Paris, 314 p., 160 fig., 20 pl. photo.

KALOGA B. (1966 a) : Notice explicative. Carte pédologique du Sénégal au 1/200 000 : feuille Dalafi. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 104 p. multigr., 12 fig., 1 carte coul. h.-t.

KALOGA B. (1966 b) : Étude pédologique des bassins versants des Volta blanche et rouge en Haute-Volta. 1re partie : le milieu naturel. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 4, nº 1, p. 23-62, 15 fig., 5 photo.

KALOGA B. (1969) : Étude de la pédogenèse sur les glacis soudaniens de la Haute-Volta. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, nº 22, p. 20-23.

KANE A. S. (1935) : Du régime des terres chez les populations du Fouta sénégalais. – *Bull. Com. Ét. hist. sci. Afr. occ. fr.*, t. 18, nº 4, p. 449-461.

KILLIAN Ch. (1951) : Mesures écologiques sur des végétaux types du Fouta-Djalon et sur leur milieu, en saison sèche. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 13, nº 3, p. 601-681, 50 fig.

KING L. (1962) : The Morphology of the earth. A Study and synthesis of world scenery. – Olivier and Boyd, Edinburgh, XII-699 p., 14 pl., 247 fig., 8 tabl., 3 cartes coul. h.-t.

KOOPS W. (1935) : Die Landschaftsgürtel des Westlichen Sudan. Eine vergleichende Landschaftskundliche Betrachtung. – Verlag Triltsch u. Huttner, Berlin, 87 p.

KUBIENA W. L. (1956) : Rubefizierung und Laterisierung (zu ihrer Unterscheidung durch micromorphologische Merkmale). – *Congr. internat. Sci. Sol*, Paris, vol. E, p. 247-249.

KUBIENA W. (1957) : Neue Beiträge zur Kenntnis des planetarischen und hypsometrischen Formenwandels der Böden Afrikas. – *Stuttgarter Geogr. Studien*, t. 69, p. 50-64.

LAB. INST. GÉOGR. UNIV. STRASBOURG (1958) : Méthode améliorée pour l'étude des sables. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 9, nº 3-4, p. 43-54.

LACROIX A. (1914 a) : Les latérites de la Guinée. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 158, p. 835-838.

LACROIX A. (1914 b) : Les latérites de la Guinée Française et les produits d'altération qui leur sont associés. – *Nouv. Arch. Mus. Hist. nat.*, vol. 5, (1913), p. 255-358.

LAFORGUE P. (1926) : Quelques pièces préhistoriques des gisements de Saré. – *Bull. Soc. Archéol. Oran*, p. 50-52.

LAJOINIE J. P. (1955) : Le Konkouré. Aménagement de Souapiti. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr.

LAJOINIE J. P. (1962) : Programme d'étude des latérites du secteur Tinkoto (Est-Sénégal). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Paris, DS. 62 A62, multigr.

LAJOINIE J. P., BONIFAS M. (1961) : Les dolérites du Konkouré et leur altération latéritique (Guinée, Afrique occidentale). – *Bull. Bur. Rech. géol. min., Paris*, nº 2, p. 1-34, 10 fig.

LAJOINIE J. P., PRIBILE S. (1963) : Étude des latérites du secteur Tinkoto (Sud-Est Sénégal). Bilan des travaux de terrain (campagne 1962-1963). – Bur. Rech. géol. min., Paris, multigr.

LAMARTIGNY (1880) : Rapport de mission 1880. – Arch. Gouv. Général Afr. occ. fr., Dakar, P 463, manuscrit.

LAMOTTE M., ROUGERIE G. (1953) : Les cuirasses ferrugineuses allochtones, signification paléoclimatique et rapports avec la végétation. – *5e Conf. internat. Afric. Ouest*, Abidjan, p. 89-90.

LAMOTTE M., ROUGERIE G. (1956) : Genèse de certaines cuirasses ferrugineuses en Afrique Occidentale. – *Congr. internat. Géogr.*, Rio de Janeiro, p. 34-35.

LAMOTTE M., ROUGERIE G. (1961) : Les niveaux d'érosion intérieurs dans l'Ouest africain. – *Rech. afric. (Ét. guinéennes*, nouv. série), nº 4, p. 51-69, 20 fig., 4 photo.

LAMOTTE M., ROUGERIE G. (1962) : Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 13, nº 10-12, p. 145-160, 13 fig., 6 photo., rés. angl.

LANGDALE-BROWN I. (s.d.) : Rapport de la mission CCTA/FAMA sur les hauts plateaux du Fouta-Djalon (Guinée) 1961-1962. Vol. I écologie : utilisation et conservation des terres. – Public. CCTA, Lagos, 28 p. + 11 p. tabl., multigr., 1 carte dpl.

LAPLANTE A., BACHELIER G. (1954) : Un processus pédologique de la formation des cuirasses latéritiques dans l'Adamaoua (Nord-Cameroun). – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 5, nº 5, p. 214-219, 4 fig.

LAPPARENT J. DE (1939) : La décomposition latéritique du granite dans la région de Macenta (Guinée française). L'arénisation prétropicale et prédésertique en A.O.F. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 208, p. 1767-1769, et t. 209, p. 7.

LAPPARENT J. DE (1949) : Classification industrielle et utilisation des bauxites. – *Ann. Mines, Fr.*, t. 5, p. 3-24.

LASSALLE E. (1970) : Étude géomorphologique et biogéographique de la région occidentale du lac Mbeubeussé (presqu'île du Cap-Vert — Sénégal). – Trav. Ét. Rech. Maîtr. Géogr., Dépt. Géogr. Fac. Lett. Sci. hum. Univ. Dakar, 125 p. multigr., 34 fig., 1 coupe h.-t., 1 carte h.-t., 9 photo.

LE BOURDIEC P. (1958) : Contribution à l'étude géomorphologique du bassin sédimentaire et des régions littorales de Côte d'Ivoire. – *Ét. éburnéennes, Côte d'Ivoire*, t. 7, p. 7-96, 34 fig., 10 tabl., 23 photo. h.-t.

LECLERC J. Ch. (1945) : Structure et relief de l'Afrique occidentale. – *Ét. rhodaniennes, Fr.*, vol. 23, n° 3-4, p. 149-172.

LECLERC J. Ch., RICHARD-MOLARD J., LAMOTTE M., ROUGERIE G., PORTÈRES R. (1955) : La réserve naturelle du Mont Nimba, fasc. 3 : La chaîne du Nimba. Essai géographique. – *Mém. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, n° 43, 271 p., 64 fig., 54 pl.

LECOINTRE G. (1963) : Note sur le Néogène et le Quaternaire marins du Sahara espagnol (Seguiet el Hamra et Rio de Oro). – *Notas y Comuns., Inst. Geol. y Minero de España*, n° 71, p. 5-37.

LECOINTRE G. (1964) : Les relations du Quaternaire marin de la Mauritanie avec celui des régions avoisinantes. – *Bull. Bur. Rech. Géol. min.*, n° 2, p. 91-109, 3 fig., 2 tabl., 1 carte.

LEGOUX P., FAUCHEUX P. (1935) : Les gisements de titane et de zircon de la côte du Sénégal. – *7e Congr. internat. Mines Métallurgie Géol. appliquée*, Paris, p. 187-196.

LEMOINE J. (1956) : Étude hydrogéologique préliminaire des terrains anciens du cercle de Bakel. – Rapp. Bur. Géol. appl. Hydrol. souter., Fr., n° 203, 19 p. multigr. + Annexes

LENEUF N. (1959) : L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. – Thèse Sciences Paris, Imp. Lang Grandemange, Paris, 210 p., 14 tabl., 14 pl. photo.

LEOPOLD L., WOLMAN M., MILLER J. (1964) : Fluvial processes in Geomorphology. – Freeman and Cy, San Francisco, 522 p., fig., photo., tabl.

LEPRUN J. C. (1967) : Les sols de la région de Goudiry (Sénégal oriental). – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 138 p. multigr., 30 pl., 2 cartes h.-t.

LEPRUN J. C. (1969) : Évolution géomorphologique de la vallée du Sourou et de ses bordures voltaïques. – Trav. Ét. Rech. Maîtr. Géogr., Dépt. Géogr. Fac. Lett. Sci. hum., Univ. Dakar, 50 p. multigr., 7 fig., 2 cartes h.-t.

LEPRUN J. C., TROMPETTE R. (1970) : Note préliminaire sur les formations quaternaires observées dans l'Aouker (Mauritanie). – 12 p. multigr., 4 fig., 1 tabl.

LERICHE A. (1955) : Terminologie géographique maure. – *Ét. mauritan.*, n° 6, Saint-Louis, 73 p.

LERMUZEAUX A. (1958) : Hydrologie du Cercle de Guidimaka, Mauritanie. Étude des aménagements hydrauliques. – Rapp. Bur. Géol. appl. Hydrol. souter., Fr., 54 p. multigr., 10 pl. dpl., 1 carte coul. h.-t.

LÉVÊQUE P. (1969) : Les principaux événements géomorphologiques et les sols sur le socle granito-gneissique au Togo. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 7, n° 2, p. 203-224, 2 fig., rés. fr., angl.

LEXIQUE (1956) : Lexique stratigraphique international. Vol. 4 Afrique (sous la direction de R. Furon), fasc. 2 : Sahara, Afrique occidentale française et portugaise. – *Centre nation. Rech. sci., Paris.*

LILLE R. (1964) : Études géologiques et géochimiques dans le Guidimaka. Rapport de fin de mission 1962-1963. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 64-A1, 95 p. multigr., fig., 3 pl. photo., 3 pl. dpl. h.-t., rés. fr.

LILLE R. (1967) : Étude géologique du Guidimaka (Mauritanie). Essai de résolution structurale d'une série épimétamorphique. – Thèse Sciences, Grenoble, *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 55 (1968), 397 p., 90 fig., 22 pl., 4 cartes h.-t.

LILLE R. (1969) : Précambrien et Cambro-Ordovicien du Guidimaka (Mauritanie occidentale). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 11, n° 2, p. 257-267, 3 fig., rés. fr.

LOMBARD J. (1939) : Les altérations superficielles en A.E.F. et leur utilisation dans l'exploitation géologique et minière. – *Étude des altérations superficielles*, Publ. Bur. Ét. géol. min. col., n° 12, Paris, p. 58-74.

LOUIS H. (1964) : Über Rumpflächen und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen. – *Zeitschr. Geomorph., Dtsch.*, t. supplém. n° 8, p. 43-70.

LUCAS M. (1959) : Rapport provisoire sur les travaux de recherche de bauxite à l'Ouest du Bafing (Soudan). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 20 p. multigr., 8 pl. dpl. h.-t.

MAC CALLIEN W. J., RUXTON B. P., WALTON B. J. (1964) : Mantle rock tectonics. A study in tropical weathering at Accra, Ghana. – *Overseas geol. miner. Resources, G.B.*, t. 9, n° 3, p. 257-294, 29 fig., 2 pl. h.-t.

MAIGNIEN R. (1953) : Études pédologiques en Guinée française. – *Ann. Inst. Fruits Agrumes colon., Paris*, n° 5, 48 p.

MAIGNIEN R. (1954 a) : Formation de cuirasses de plateau, région de Labé (Guinée française). – *5e Congr. internat. Sci. Sol.*, Léopoldville, vol. 4, p. 13-18.

MAIGNIEN R. (1954 b) : Cuirassement des sols de plaine-Ballay (Guinée française). – *5e Congr. internat. Sci. Sol*, Léopoldville, vol. 4, p. 19-22.

MAIGNIEN R. (1954 c) : Les sols sub-arides en A.O.F. – *5e Congr. internat. Sci. Sol*, Léopoldville, vol. 4, p. 23-27.

MAIGNIEN R. (1954 d) : Différents processus de cuirassement en A.O.F. – *C.R. 2e Conf. interafr. Sols*, Léopoldville, p. 1469-1486.

MAIGNIEN R. (1955) : Les sols de la station I.F.A.C. du palmier-dattier à Kankossa (Mauritanie). I — Étude pédologique. – *Ann. Inst. Fruits Agrumes colon., Paris*, n° 11, p. 1-22. fig.

MAIGNIEN R. (1956) : De l'importance du lessivage oblique dans le cuirassement des sols en A.O.F. – *Congr. internat. Sci. Sol*, Paris, vol. E, p. 463-467.

MAIGNIEN R. (1958) : Le cuirassement des sols en Guinée, Afrique occidentale. – Thèse Sciences Strasbourg, *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg*, n° 16, 239 p., 24 fig., 3 pl. photo.

MAIGNIEN R. (1959) : Les sols subarides au Sénégal. – *Agron. tropic., Fr.*, n° 5, p. 535-571, fig.

MAIGNIEN R. (1960) : Influences anciennes sur la morphologie, l'évolution et la répartition des sols en Afrique tropicale de l'Ouest. – *7e Congr. internat. Sci. Sol*, Madison (USA), vol. 4, p. 171-176.

MAIGNIEN R. (1961 a) : Les sols de la presqu'île du Cap-Vert. – Publ. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Paris, 3 cartes coul., notice multigr.

MAIGNIEN R. (1961 b) : Contribution à l'étude des sols à pâturage du cercle du Gorgol (République islamique de Mauritanie). – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 125 p. multigr.

MAIGNIEN R. (1961 c) : Le passage des sols ferrugineux tropicaux aux sols ferrallitiques dans les régions Sud-Ouest du Sénégal. – *Sols afric.*, vol. 6, n° 2-3, p. 113-173.

MAIGNIEN R. (1963) : Les sols bruns eutrophes tropicaux. – *Sols afric.*, vol. 8, n° 3, p. 485-490.

MAIGNIEN R. (1965) : Notice explicative. Carte pédologique du Sénégal au 1/1 000 000. – Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 63 p., 1 carte coul. dpl. h.-t.

MAIGNIEN R. (1966) : Compte rendu de recherches sur les latérites. – Col. recherches sur les ressources naturelles, n° 4, UNESCO, Paris, 155 p., 8 fig., photo., bibl. (12 p.).

MALAURIE J. (1950) : Sur la faible importance de la désagrégation mécanique et l'évolution des pentes dans le massif du Hoggar (Sud algérien). – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 230, p. 2307-2309.

MANDIN R. (1967) : Rapport sur les mesures de débits solides à Dagana-Bakel-Fadougou. – Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, 6 p. multigr., fig., tabl.

MARCHE-MARCHAD I., ELOUARD P., FAURE H. (1967) : Témoin d'un bas niveau marin au large des côtes du Sénégal. – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 29, n° 2, p. 852.

MARCHESSEAU J. (1958) : Rapport de fin d'activité sur la Gambie, mars-juin 1958. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr.

MARCHESSEAU J. (1959) : Rapport synthétique de fin de mission-prospection alluvionnaire Falémé (lit mineur). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 21 p. multigr., 4 fig., 3 pl. h.-t.

MARCHESSEAU J. (1961) : Compte rendu provisoire de fin de mission « Prospection diamant Kita ». – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 18 p. multigr., 6 fig.

MARSSAC G. (1956) : Carte au 1/50 000 du Delta et de la Vallée du Sénégal. Établissement de l'altimétrie. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 100, 12 p. multigr., 1 carte, 3 cartes coul. h.-t.

MARTIN A. (1963) : Étude hydrogéologique de la région Kédougou-Bakel (Sénégal oriental — campagne 1962). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 63-A12, 42 p. multigr., 4 pl. dpl. h.-t., rés. fr.

MARTIN A. (1967) : Alimentation en eau de Dakar. Étude hydrogéologique du horst de Ndiass. Rapport de synthèse. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 67-A9. Dir. Énergie Hydraul. Sénégal, 2 t. multigr.

MARTIN D. (1967) : Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre-Cameroun. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie*, vol. 5, n° 2, p. 189-218, 23 fig., 1 tabl.

MARTIN L. (1969) : Datation de deux tourbes quaternaires du plateau continental ivoirien. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 269, n° 20, p. 1925-1927, 2 fig.

MARVIER L. (1953) : Notice explicative de la carte géologique d'ensemble de l'Afrique occidentale française. – *Bull. Dir. Mines Afr. occ. fr., Dakar*, n° 16, 104 p., 3 pl. h.-t., 2 cartes coul. h.-t.

MASSE J. P. (1968) : Contribution à l'étude des sédiments actuels du plateau continental de la région de Dakar. Essai d'analyse de la sédimentation biogène. – Rapp. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Dakar, n° 23, 84 p. multigr., 38 pl.

MASSON H. (1948) : Condensations atmosphériques non enregistrables au pluviomètre. L'eau de condensation et la végétation. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 10, p. 1-182, 26 fig., 6 photo.

MASSON H. (1949) : La température du sol au cours d'un feu de brousse au Sénégal. – *Bull. agric. Congo Belge*, t. 40, n° 2, p. 1933-1940.

MAUNY R. (1953) : Les recherches archéologiques en A.O.F., particulièrement de 1938 à 1952. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 15, p. 859-867.

MAUNY R. (1954) : Gravures, peintures et inscriptions rupestres de l'Ouest africain. – *Init. afric.*, n° 11, *Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, 91 p., 12 fig., 8 photo., 7 cartes.

MAUNY R. (1955) : Contribution à l'étude du Paléolithique de Mauritanie. – *2e Congr. panafr. Préhist.*, Alger, 1952, p. 466-477, 11 fig., 1 pl.

MAUNY R. (1957) : L'aire des mégalithes « sénégambiens ». – *Notes afr., Sénégal*, n° 73, p. 1-3, 3 fig.

MAUNY R. (1961) : Tableau géographique de l'Ouest africain au Moyen Age, d'après les sources écrites, la tradition et l'archéologie. – *Mém. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, n° 61, 587 p., 111 fig.

MAUNY R. (1962) : Les industries paléolithiques de la région d'El Beyyed-Tazazmout. – *Actes 4e Congr. panafr. Préhist.*, Léopoldville, 1959, p. 179-193.

MAUNY R. (1963) : Contribution à la préhistoire et à la protohistoire de la région de Kédougou (Sénégal Oriental). – *Bull. Soc. Anthropol., Paris*, t. 5, p. 113-122, 7 fig.

MAYMARD J. (1953) : Reconnaissance de la région du lac de R'Kiz. Rapport préliminaire. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 29, 20 p. multigr., 1 carte coul. dpl. h.-t.

MAYMARD J. (1955) : Note sur quelques propriétés physico-chimiques (pH et salinité) des sols du Chémama occidental et lac Rkiz. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 30, 3 p. multigr., 3 fig.

MAYMARD J. (1957) : Étude expérimentale des facteurs naturels influant sur les cultures de décrue. Les essais de Guédé, 1956-1957. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal. Saint-Louis, n° 110, fasc. A : 45 p. multigr., 26 fig. ; fasc. B : 66 p. multigr., 15 fig., tabl.

MAYMARD J. (1960) : Études pédologiques dans la vallée alluviale du Sénégal. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 112, 38 p. multigr., 8 fig.

MAYMARD J., BERNARD J. (1956) : Projet d'aménagement du lac Rkiz. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 80, 30 p. multigr., 7 pl. h.-t.

MAZERAN M. (1906) : Fleuve Sénégal entre Podor et Kaédi, d'après les levés exécutés de 1902 à 1905. – Atlas de 23 feuilles à l'échelle du 1/15 000. Gouvernement Génégal Afr. occ. fr., Dakar.

MENSCHING H. (1968) : Bergfussflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. – *Geol. Rundsch., Dtsch.*, t. 58, p. 62-82.

MÉTÉOROLOGIE NATIONALE (1958) : Le vent au sol en Afrique occidentale française et au Togo (période 1951-1955). – Ministère Travaux Publics, Direction Météorologie nationale, Paris, 82 p., tabl.

MICHEL P. (1955) : Rapport préliminaire sur la géologie, la morphologie, l'hydrologie et la pédologie de la région des Niayes, de Cayar à l'embouchure du Sénégal. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 56, fasc. 1, 38 p. multigr., 10 photo. ; fasc. 2, 10 pl. h.-t.

MICHEL P. (1956 a) : Notes complémentaires sur la région des Niayes de Cayar à l'embouchure du Sénégal. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 102, 6 p. multigr., 4 pl.

MICHEL P. (1956 b) : La morphologie de la basse vallée du Sénégal entre Richard-Toll et Dagana. – Sympos. Géogr., Inst. fr. Afr. noire, Dakar, mars 1956, p. 18-20 multigr.

MICHEL P. (1956 c) : Rapport sur la géomorphologie de la vallée alluviale du Gorgol et de sa bordure. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 107, fasc. 1 : 61 p. multigr., 14 photo. ; fasc. 2 : 16 pl., 1 carte dpl.

MICHEL P. (1957 a) : Note sur la géomorphologie et les dépôts de coquillages des environs de Saint-Louis. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 108, 18 p. multigr., 2 pl., 2 cartes dpl., 4 photo.

MICHEL P. (1957 b) : Rapport préliminaire sur la géomorphologie de la vallée alluviale du Sénégal et de sa bordure. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 111, fasc. 1 : 85 p. multigr., 26 photo., 1 tabl. dpl. ; fasc. 2 : 18 pl., 2 cartes dpl.

MICHEL P. (1958) : Rapport de mission dans le Nord du Fouta Djalon et dans le pays Bassari (Guinée). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 50 p. multigr., 31 photo., 20 pl. h.-t.

MICHEL P. (1959 a) : Rapport de mission au Soudan occidental et dans le Sud-Est du Sénégal, fasc. 2 : Dépôts alluviaux et dynamique fluviale. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 74 p. multigr., 35 photo., 17 pl. dpl. h.-t.

MICHEL P. (1959 b) : L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 10, n° 5-12, p. 117-143, 6 fig., rés. angl.

MICHEL P. (1960 a) : Rapport de mission au Soudan occidental et dans le Sud-Est du Sénégal, fasc. 1 : Recherches de bauxites. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 44 p. multigr., 19 pl. h.-t.

MICHEL P. (1960 b) : Note sur l'évolution morphologique des vallées de la Kolinbiné, du Karakoro et du Sénégal dans la région de Kayes. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 18 p. multigr., 16 photo., 7 pl. dpl. h.-t.

MICHEL P. (1960 c) : Recherches géomorphologiques en Casamance et en Gambie méridionale. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 67 p. multigr., 21 photo., 15 pl. dpl. h.-t.

MICHEL P. (1960 d) : Note sur les formations cuirassées dans la région de Kédougou. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 23 p. multigr., 9 photo., 6 pl. dpl. h.-t.

MICHEL P. (1962 a) : Étude géomorphologique des sondages dans les formations cuirassées de la région de Kédougou (Sénégal). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 62-A5, 56 p. multigr., 20 pl. h.-t.

MICHEL P. (1962 b) : Observations sur la géomorphologie et les dépôts alluviaux des cours moyens du Bafing et du Bakoy (République du Mali). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 62-A10, 39 p. multigr., 16 photo., 11 pl. dpl. h.-t.

MICHEL P. (1962 c) : Le Quaternaire du Sénégal, *in* Notice de la Carte géologique du Sénégal au 1/500 000. – *Serv. Mines Sénégal, Dakar*, p. 22-24.

MICHEL P. (1962 d) : Mission dans le secteur de Kédougou (Sénégal) — Vallées du Niokolo-Koba et du Diguinkili. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 16 p. dactyl., 5 fig.

MICHEL P. (1963 a) : Les cartes géomorphologiques levées dans les bassins du Sénégal et de la Gambie (Afrique occidentale). – *Problems of geomorphological mapping.* Polish Academy of Sciences, Varsovie, *Geographical Studies*, n° 46, p. 73-81, 3 cartes h.-t., 1 carte coul. h.-t.

MICHEL P. (1963 b) : Rapport de mission dans la région de Kédougou (Sénégal). Étude de l'alluvionnement des affluents de gauche de la Gambie : Tiokoye et Diarha. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 63-A19, 36 p. multigr., 10 photo., 5 pl. dpl. h.-t.

MICHEL P. (1964) : Le Quaternaire dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 3, p. 19-21, et *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 28 (1966), n° 1, p. 416-420, 1 fig.

MICHEL P. (1965) : Recherches pédologiques au Sénégal et en Mauritanie méridionale. – *Rev. Géogr. Afr. occid., Dakar*, n° 1-2, p. 169-185, 2 fig.

MICHEL P. (1966) : Les applications des recherches géomorphologiques en Afrique occidentale. – *Rev. Géogr. Afr. occid., Dakar*, n° 3, p. 37-60, 2 fig., 8 photo.

MICHEL P. (1967) : Les dépôts du Quaternaire récent dans la basse vallée du Sénégal. – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 29, n° 2, p. 853-860, 4 fig.

MICHEL P. (1968 a) : Genèse et évolution de la vallée du Sénégal, de Bakel à l'embouchure (Afrique occidentale). – *Zeitschr. Geomorph., Dtsch.*, t. 12, p. 318-349, 6 fig., 11 photo., 1 tabl., rés. all., angl.

MICHEL P. (1968 b) : Morphogénèse et pédogénèse. Exemples d'Afrique occidentale. – *Sols afric.*, vol. 13, n° 2, p. 171-194, 4 fig.

MICHEL P. (1968 c) : Le façonnement actuel de la vallée du Sénégal et de ses bordures, de Bakel à Richard-Toll. – *Com. Trav. hist. sci., Paris*, Bull. Sect. Géogr., t. 80 (1967), *Hydrologie continentale*, p. 447-484, 5 fig., 16 photo., rés. fr., angl., all.

MICHEL P. (1969) : Les grandes étapes de la morphogenèse dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie pendant le Quaternaire. – (Comm. 6e Congr. panafr. Préhist. Ét. Quatern., Dakar 1967).

Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal, t. 31, n° 2, p. 293-324, 6 fig., 10 photo., 1 tabl., rés. fr., angl.

MICHEL P. (1970 a) : Chronologie du Quaternaire des bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Essai de synthèse. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 25, p. 53-64, 3 fig., et n° 26, p. 25-37, 2 fig., rés. fr., angl.

MICHEL P. (1970 b) : Le relief et les cours d'eau. – *In* Le Niokolo-Koba, premier parc national du Sénégal. Publié sous la direction de André R. DUPUY, Grande Imprimerie africaine, Dakar, p. 28-36, 4 fig., 5 photo.

MICHEL P. (1970 c) : Notice de la carte de la vallée du Sénégal au 1/50 000 — Chap. Géomorphologie. – Bur. Dével. Prod. agric., Paris, (sous presse).

MICHEL P., ASSÉMIEN P. (1969) : Études sédimentologique et palynologique des sondages de Bogué (basse vallée du Sénégal) et leur interprétation morphoclimatique. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 19, n° 3, p. 97-113, 7 fig., 5 photo., rés. angl.

MICHEL P., ELOUARD P., FAURE H. (1967) : Nouvelles recherches sur le Quaternaire récent de la région de Saint-Louis (Sénégal). – Rapp. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Dakar, n° 17, 33 p. multigr., 6 fig., et *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 30, 1968, n° 1, p. 1-38, 6 fig., 6 photo.

MICHEL P., FAURE H. (1965) : Applications pratiques de l'étude du Quaternaire en Afrique occidentale. – *Chronique Mines Rech. min.*, n° 340, mars, p. 84-86.

MICHEL P., NAEGELÉ A., TOUPET Ch. (1969) : Contribution à l'étude biologique du Sénégal septentrional. I. Le milieu naturel. – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 31, n° 3, p. 756-839, 20 fig., 20 photo.

MICHEL P., PÉREZ C. (1960) : Note sur les travaux de recherches de bauxite dans la région de Bafoulabé. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 25 p., 4 pl. h.-t.

MILLER R. (1960) : The travels of Mungo Park. – Everyman's Library n° 205.

MILLIMAN J. D., EMERY K. O. (1968) : Sea levels during the post 35,000 years. – *Science, USA*, vol. 16, p. 1121-1123, 2 fig.

MILLOT G. (1960) : Silice, silex, silicification et croissance des cristaux. – *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg*, t. 13, n° 4, p. 129-146, 2 fig.

MILLOT G. (1964) : Géologie des argiles. Altérations-sédimentologie-géochimie. – Masson, Paris, 499 p., 75 fig., 15 tabl., 12 pl. photo.

MILLOT G., BONIFAS M. (1955) : Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. – *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg*, t. 8, n° 1, 20 p., 2 pl.

MILLOT G., RADIER H., BONIFAS M. (1957) : La sédimentation argileuse à attapulgite et montmorillonite. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 7, p. 425-432.

MINOT A. (1934) : Contribution à l'étude du fleuve Sénégal. – *Bull. Com. Ét. hist. sci. Afr. occ. fr.*, t. 17, n° 3, p. 385-416.

MISSION D'AMÉNAGEMENT DU SÉNÉGAL (1955) : Nouvelles propositions pour l'aménagement du fleuve Sénégal. Chap. I — Géographie physique. – Arch. M.A.S., Saint-Louis, fasc. 1 : 44 p. multigr. ; fasc. 2 : 19 pl.

MISSION D'AMÉNAGEMENT DU SÉNÉGAL (1960) : La vallée du Sénégal. Tome de présentation (rédigé par M. I. CHÉRET). – Bur. Centr. Ét. Équipem. O-mer, Paris, 102 p. multigr.

MOHR E., VAN BAREN F. (1954) : Tropical soils. A critical study of soil genesis as related to climate, rock and vegetation. – Interscience publishers, Londres, New-York, 498 p., fig.

MOLLIEN G. (1822) : Voyage dans l'intérieur de l'Afrique, aux sources du Sénégal et de la Gambie, fait en 1818, par ordre du Gouvernement français. – 2. éd., Arthus Bertrand, Paris, t. 1, 415 p., t. 2, 355 p., grav., 1 carte.

MONCIARDINI C. (1966) : La sédimentation éocène au Sénégal. – *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 34, 65 p., 9 fig., 1 pl. photo., 16 pl. dpl. h.-t.

MONNIER Y. (1968) : Les effets des feux de brousse sur une savane préforestière de Côte d'Ivoire. – *Ét. éburnéennes, Côte d'Ivoire*, n° 9, 260 p., 101 fig., 5 pl., 34 photo.

MONOD Th. (1945) : La structure du Sahara atlantique. – *Trav. Inst. Rech. sahar., Alger*, t. 3, p. 27-55, 5 fig., 1 bloc-diagr., 1 carte.

MONOD Th. (1950) : Autour du problème du dessèchement africain. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 12, n° 2, p. 514-523.

MONOD Th. (1955) : Sur l'extension en Mauritanie orientale des grès du Continental intercalaire. – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 142-143.

MONOD Th. (1958) : Majâbat al-Koubrâ. Contribution à l'étude de l' « Empty Quater » ouest-saharien. – *Mém. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, n° 52, 407 p., 135 fig., 3 dpl., 81 pl. photo.

MONOD Th. (1962) : Notes sur le Quaternaire de la région Tazazmout-El Beyyed (Adrar de Mauritanie). – *Actes 6e Congr. panafr. Préhist.*, Léopoldville 1959, p. 177-187.

MONOD Th. (1963 a) : Après Yangambi (1956) : Notes de phytogéographie africaine. – *Bull. Inst. fr Afr. noire, A, Sénégal*, t. 25, n° 2, p. 594-655, 42 fig.

MONOD Th. (1963 b) : The late Tertiary and Pleistocene in the Sahara and adjacent southerly regions. – *African Ecology and Human Evolution*. C. Howell, F. Bourlière, Methuen et Co, Londres, p. 117-229, 14 fig.

MONTEILLET J. (1967) : Contribution à l'étude géologique du Lutétien de la région de Louga. – Rapp. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Dakar, n° 20, 60 p. multigr., 10 pl., 3 pl. photo. h.-t., 1 carte h.-t.

MORAL P. (1964) : Essai sur les régions pluviométriques de l'Afrique de l'Ouest. – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 400, p. 660-686, 7 fig., tabl.

MORAL P. (1965-1966) : Le climat du Sénégal. – *Rev. Géogr. Afr. occid., Dakar*, n° 1-2, p. 49-70, 10 fig., n° 3, p. 3-35, 9 fig.

MUSSOT R. (1969) : Intérêt de l'utilisation des traceurs radioactifs dans la recherche en morphologie fluviale. – *Bull. Ass. Géogr. fr.*, n° 373-374, p. 459-466, 3 fig., rés. fr., angl.

N. (1958 a) : Concentration des minéraux titanifères et de zircon de la région Kayar-Lompoul (Sénégal). – *Chronique Mines O-mer, Fr.*, n° 259, p. 13-15.

N. (1958 b) : Sur la découverte de Kimberlites dans la région de Kéniéba (Soudan français). – *Chronique Mines O-mer, Fr.*, n° 261, p. 75-79.

N. (1959) : L'action du Service des eaux et forêts en matière de conservation des sols au Fouta Djalon. Éléments de conservation des sols en Guinée. – CCTA, *3e Conf. interafr. Sols*, Dalaba, *C.R.*, p. 773-782.

N. (1961) : Essai de nomenclature des roches sédimentaires. – Chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole. Technip, Paris, 78 p.

NAEGELÉ A. (1969) : Étude des pâturages naturels de la forêt classée des Six Forages ou Réserve sylvo-pastorale du Koya. – Rapp. Dir. Élevage industries animales, Dakar, (à paraître).

NICKLÈS M. (1935) : Études des grandes lignes géologiques des bassins de la Falémé et de la Gambie, 1934-35. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, dactyl.

NICKLÈS M. (1936) : Rapport géologique 1936. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, dactyl.

NICOLAS J. P. (1959) : Bioclimatologie humaine de Saint-Louis du Sénégal. – *Mém. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, n° 57, 340 p., 216 fig.

OFOMATA G. (1964) : Soil erosion in the Enugu Region of Nigeria. – *Sols afric.*, vol. 9, n° 2, p. 239-348, angl. et fr., 8 fig., 10 photo.

O.R.S.T.O.M. (1955) : Premières mesures de débit solide sur le Chari et le Logone. Campagne 1954. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Paris, 14 p. multigr.

O.R.S.T.O.M. (1967-1968) : Monographie hydrologique du fleuve Sénégal. – 1re Partie : Les facteurs conditionnels du régime, 123 p., 28 fig., 3 pl. h.-t., par H. CAMUS, H. DANUC, S. PEREIRA BARRETO, C. ROCHETTE. 2e et 3e Parties : Analyse des éléments du régime hydrologique, 108 p., 45 fig., par C. ROCHETTE.

OTTMANN F. (1965) : Introduction à la géologie marine et littorale. – Masson, Paris, 259 p., 121 fig., 2 dpl.

PALOC H. (1960) : Campagne d'implantation de piézomètres sur la rive droite du Sénégal, avril-juillet 1960. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 17 p. multigr., 5 pl. dpl. h.-t.

PAPY L. (1951) : La Vallée du Sénégal. Agriculture traditionnelle et riziculture mécanisée. – *Cah. Outre-Mer, Fr.*, n° 16, p. 277-324, 6 fig., photo., et *Ét. sénég.*, n° 2 (1952), p. 1-48, 6 fig., photo.

PAQUET H. (1969) : Évolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. – Thèse Sciences, Strasbourg, *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg*, n° 30 (1970), 210 p., 29 fig., 2 pl. photo.

PAQUET H., MAIGNIEN R., MILLOT G. (1961) : Les argiles des sols des régions tropicales semi-humides d'Afrique Occidentale. – *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg*, t. 14, n° 4, p. 111-128.

PARDÉ M. (1952) : Sur le mécanisme des transports solides effectués par les rivières et sur les ablations corrélatives des lits fluviaux. – *Rev. Géogr. Lyon*, t. 27, p. 381-387.

PARIS-TEYNAC E. J. (1962) : Contribution à la connaissance du fleuve Sénégal. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 24, n° 1, p. 54-68, 2 fig.

PASCAL M. (1956) : Recherches de phosphates. Étude des indices de minéralisation phosphatée situés en rive gauche du fleuve Sénégal et travaux de recherche. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 66-A1, 28 p. multigr., 2 fig., 3 tabl., 23 pl. dpl. h.-t., rés. fr.

PASKOFF R. (1967) : Une coupe du Quaternaire près de La Serena, province de Coquimbo, Chili. – *Bull. Ass. fr. Ét. Quatern.*, n° 11, p. 87-101, 7 fig.

PASKOFF R. (1969) : Réflexions sur les relations possibles entre l'existence d'un ensemble remarquable de terrasses marines quaternaires émergées et certains traits de la marge continentale le long de la côte du Chili semi-aride (30°-33° latitude S). – Colloque rivages et plates-formes continentales, INQUA, Paris, 6 p. multigr.

PÉDELABORDE P. (1958) : Les moussons. – A. Colin, Paris, Coll. A. Colin n° 325, 208 p., 36 fig.

PÉDRO G. (1958) : Premiers résultats concernant la réalisation expérimentale d'un processus de latéritisation. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 247, p. 1217-1220.

PÉDRO G. (1964) : Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. – *Ann. agron., Fr.*, vol. 15, n° 2, p. 85-191, n° 3, p. 243-333, n° 4, p. 343-456.

PÉDRO G. (1966) : Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle aluminosilicique). – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 262, p. 1828-1831, 1 tabl.

PÉDRO G. (1968) : Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., Fr.*, vol. 10, n° 5, p. 457-470, 2 fig., rés. fr., angl.

PÉGUY Ch. (1961) : Précis de climatologie. – Masson, Paris, 347 p., 97 fig., 3 pl. h.-t.

PÉLISSIER P. (1949) : Le Fouta Djalon. – *Cah. Outre-Mer, Fr.*, n° 5, p. 63-73.

PÉLISSIER P. (1951) : Sur la désertification des territoires septentrionaux de l'A.O.F. – *Cah. Outre-Mer, Fr.*, p. 80-85.

PÉLISSIER P. (1960) : Un point de vocabulaire relatif à la morphologie tropicale. – *Inform. géogr., Fr.*, n° 3, p. 113-114.

PÉLISSIER P. (1964) : Types et genèse des paysages de parc élaborés par l'agriculture africaine. – Résumé Comm. 20e Congrès intern. Géogr. Londres, p. 161.

PÉLISSIER P. (1966) : Les paysans du Sénégal. Les civilisations agraires du Cayor à la Casamance. – Imp. Fabrègue, Saint-Yrieix, xv p. + 939 p., 74 fig., 64 pl. photo.

PÉLISSIER P., ROUGERIE G. (1953) : Problèmes morphologiques dans le bassin de Siguiri (Haut-Niger). – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 15, n° 1, p. 1-47, 11 fig., 16 photo.

PEREIRA BARRETO S. (1961) : Études pédologiques des abords nord-est du lac Tanma. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 23 p. multigr., 2 cartes dpl. h.-t.

PEREIRA BARRETO S. (1962) : Études pédologiques des « niayes » méridionales (entre Kayar et M'Boro). – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 3 fasc., 120 p. multigr., fig., 7 tabl. dpl., 6 cartes coul. dpl. h.-t.

PEREIRA BARRETO S. (1963) : Étude pédologique du secteur sud de la surface d'études pédo-agronomiques dans les hauts plateaux du Fouta-Djallon. – Mission CCTA/FAMA, Rapp. Ministère Économie rurale Guinée, 88 p. multigr., fig.

PEREIRA BARRETO S. (1964) : Reconnaissance pédologique du Ferlo-Sud. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 42 p. multigr., 4 fig., 1 carte h.-t.

PEREIRA BARRETO S. (1966) : Notice explicative. Carte pédologique du Sénégal au 1/200 000 : feuilles Tambacounda et Bakel-Sud. – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 53 p. multigr., 2 cartes coul. h.-t.

PÉRONNE Y. (1960) : Mission Kayes-Kédougou. Rapport de la campagne de prospection (de déc. 1959 à mai 1960). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 36 p. multigr., 5 pl. dpl. h.-t.

PIAS J. (1968) : Contribution à l'étude des formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la

cuvette tchadienne et des sols qui en dérivent (résumé de thèse). – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 6, nº 3-4, p. 367-377, 5 fig., 2 tabl., rés. fr., angl.

PINOT J. P. (1968) : Littoraux würmiens submergés à l'Ouest de Belle-Ile. – *Bull. Assoc. fr. Ét. Quatern.*, nº 16, p. 197-216, 7 fig.

PIRARD F. (1966) : Géomorphologie du Manga nigérien. Schéma d'évolution quaternaire du secteur nord-occidental de la cuvette du Tchad. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 28, nº 1, p. 421-425, 1 fig.

PISSEMSKY G. V., ZINKIN A. V. (1968) : Rapport sur les travaux de prospection pour or et diamant au Sénégal oriental (traduction française par TCHERNOV et KOMAROV). – Projet Nations Unies, Dakar (Recherches minières, Sénégal oriental), 1 vol. 238 p. et Annexes 12 pl. h.-t.

PITOT A. (1953) : Feux sauvages, végétations et sols en A.O.F. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 15, nº 4, p. 1369-1383.

PITOT A., MASSON H. (1951) : Quelques données sur la température au cours de feux de brousse aux environs de Dakar. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, t. 13, nº 3, p. 711-732, fig., 8 photo.

PLOTE H. (1962) : Bou Lanouar — SE 24. Sondage de reconnaissance hydrogéologique dans la région de Port-Étienne (campagne 1959). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 62-A35, multigr.

PORGÈS L. (1967) : Bibliographie des régions du Sénégal. – Ministère du Plan et du Développement, Rép. du Sénégal, Dakar, 705 p., 3 fig.

POUQUET J. (1954 a) : Altération de dolérites de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal) et du plateau du Labé (Fouta Djalon, Guinée française). – *Bull. Ass. Géogr. fr.*, nº 245-246, p. 173-182.

POUQUET J. (1954 b) : Les sables côtiers consolidés de la région de Yoff (Sénégal). – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 349-350.

POUQUET J. (1956 a) : Le plateau de Labé (Guinée française, A.O.F.). Remarques sur le caractère dramatique des phénomènes d'érosion des sols et sur les remèdes proposés. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 17, nº 1, p. 1-16, 4 fig., 8 photo.

POUQUET J. (1956 b) : Aspects morphologiques du Fouta Dialon, régions de Kindia et de Labé, Guinée française, A.O.F. Caractères alarmants des phénomènes d'érosion des sols déclenchés par les activités humaines. – *Rev. Géogr. alpine, Fr.*, nº 2, p. 231-245.

POUQUET J. (1956 c) : Méthodes d'étude des versants et principaux résultats obtenus sur le Labé, Guinée française. – *1er Rapp. Com. étude versants*, U.G.I., Amsterdam, p. 85-95.

POUQUET J. (1960) : Quelques types d'évolution du relief en Guinée française : processus hydrographiques et phénomènes de cuirassement sur les hautes surfaces du Fouta-Dialon (A.O.F.). – *18e Congr. géogr. internat.*, Rio de Janeiro, 1956, t. 2, p. 350-361.

PUGH J. C. (1953) : Les surfaces d'aplanissement au Nigeria. – *5e Conf. internat. Afric. Ouest*, Abidjan, p. 102-103.

PUTALLAZ J. (1962) : Hydrogéologie de la région des Niayes. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 37 p. multigr., 10 pl. dpl. h.-t.

QUENUM F. J. (1969) : Étude géomorphologique de la région de Cambérène-Malika (presqu'île du Cap-Vert — Sénégal). – Trav. Ét. Rech. Maîtr. Géogr., Dépt. Géogr. Fac. Lett. Sci. hum. Univ., Dakar, 54 p., 17 fig., 2 cartes h.-t.

RADIER H. (1959) : Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental (A.O.F.). – Thèse Sciences, Nancy, *Bull. Serv. Géol. Prosp. min. Afr. occ. fr., Dakar*, nº 26, 2 t., 550 p., 33 fig., 33 tabl., 16 pl. photo., 1 carte coul. h.-t.

RAVISÉ A. (1970) : Industrie néolithique en os de la région de Saint-Louis. Note préliminaire. – *Bull. Inst. fond. Afr. noire, B, Sénégal*, t. 32, nº 4.

RAYNAL A. (1963) : Flore et végétation des environs de Kayar (Sénégal). De la côte au lac Tanma. – *Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar*, t. 9, sér. Sci. végétales, nº 2, p. 121-231, 24 fig., tabl., 12 photo., 2 pl. dpl. h.-t.

RAYNAL R. (1961) : Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouya (Maroc oriental). – Thèse Lettres Paris, Rabat, 617 p., 74 fig., 50 photo.

REICHELT R. (1962) : Géologie et hydrogéologie du Gourma (Rapport de fin de campagne 1960-1961). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 32 p. multigr., 15 pl. dpl. h.-t.

REICHELT R. (1966) : Métamorphisme et plissement dans le Gourma et leurs âges (République du Mali). – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 263, p. 589-592.

RENAUD L. (1959) : Le Précambrien du Sud-Ouest de la Mauritanie et du Sénégal oriental. – Thèse Sciences Clermont-Ferrand, *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 5 (1961), 141 p., 11 fig., 12 pl.

REYRE D. (1966 a) : Histoire géologique du bassin de Douala (Cameroun). – *Symposium bassins sédimentaires du littoral atlantique de l'Afrique*, Assoc. Serv. géol. afric., p. 143-161.

REYRE D. (1966 b) : Particularités géologiques des bassins côtiers de l'Ouest Africain (essai de récapitulation). – *Symposium bassins sédimentaires du littoral atlantique de l'Afrique*, Assoc. Serv. géol. afric., p. 253-301.

RIBEIRO O. (1952) : Sur quelques traits géographiques de la Guinée Portugaise. – *2e Conf. internat. Afric. Ouest*, Bissau. 1947, vol. 4, n° 1, Lisbonne, p. 7-25.

RICHARD-MOLARD J. (1942) : Les traits d'ensemble du Fouta Djalon. – *Rev. Géogr. alpine, Fr.*, n° 2, p. 199-214.

RICHARD-MOLARD J. (1944) : Essai sur la vie paysanne au Fouta Djalon — le cadre physique — l'économie rurale — l'habitat. – *Rev. Géogr. alpine, Fr.*, t. 32, n° 2, p. 135-240.

RICHARD-MOLARD J. (1949) : Afrique occidentale française. – Berger-Levrault, Paris, XIV-240 p., 15 fig., 25 photo. h.-t.

RICHARD-MOLARD J. (1961) : Découverte de la Guinée. – *Rech. afric. (Ét. guinéennes*, nouv. série), n° 4, p. 8-23.

RIQUIER J. (1969) : Contribution à l'étude des « Stone-lines » en régions tropicale et équatoriale. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 7, n° 1, p. 71-110, 17 fig., 4 photo.

ROBEQUAIN Ch. (1937) : A travers le Fouta Djalon. – *Rev. Géogr. alpine, Fr.*, p. 545-580.

ROBEQUAIN Ch., CHOUARD P. (1937) : Notes de voyage à travers l'A.O.F. – *Bull. Ass. Géogr. fr.*, n° 109, p. 130-143.

ROBERTY G. (1964) : Carte de la végétation de l'Afrique tropicale occidentale à l'échelle du 1/1 000 000. – *Off. Rech. sci. tech. O-mer, Paris*, 1 fasc. introduction et glossaire, 108 p., 1 carte dpl., 2 fasc. notes de route, 213 p. + 129 p., 3 cartes coul. dpl. h.-t.

ROCCI G. (1962) : Réinterprétation du Birrimien du Guidimaka (Mauritanie méridionale). – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 255, p. 3200-3202.

ROCCI G. (1965) : Essai d'interprétation des mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africain. – Coll. internat. Géochron. absolue, Nancy, *Sciences Terre*, t. 10, n° 3-4, p. 461-479, fig.

ROCCI G., LILLE R. (1964) : Découverte de puissantes formations volcano-sédimentaires et conglomératiques dans la série métamorphique de Mbout. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 259, p. 608-611.

RODIER J. (1964) : Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'Ouest du Congo. – *Off. Rech. sci. tech. O-mer, Paris*, 137 p., fig., tabl., 24 pl. photo.

RODIER J. (1968) : Caractères généraux des régimes hydrologiques des grands fleuves d'Afrique tropicale dans l'hémisphère nord. – *Com. Trav. hist. et sci., Paris*, Sect. Géogr., Bull., t. 80 (1967), *Hydrologie continentale*, p. 515-541, 15 fig., rés. fr., angl.

ROGER (baron) (1824) : Lettre à Jomard sur la cataracte du Félou et sur les observations faites à Bakel et au Fort Saint-Joseph. – *Bull. Soc. Géogr., Fr.*, t. 2, p. 176-178.

ROGNON P. (1967) : Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Étude géomorphologique. – Centre nation. Rech. sci., Paris, Centre Rech. Zones arides, sér. Géol., n° 9, 559 p., 148 fig., 24 tabl., 32 pl. photo. h.-t., 10 cartes coul., 1 carte h.-t. coul.

ROHDENBURG H. (1969) : Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Westafrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias. – *Göttinger Bodenkundliche Berichte, Dtsch.*, n° 10, p. 57-152, 8 fig., 54 photo. + 18 photo. aér.

ROOSE E. (1967) : Dix années de mesure de l'érosion et du ruissellement au Sénégal. – *Agron. tropic., Fr.*, t. 22, n° 2, p. 124-152, 6 fig., 21 tabl., rés. fr., angl., esp.

ROQUES M. (1948) : Le Précambrien de l'Afrique occidentale française. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 18, p. 589-628.

ROUGERIE G. (1954) : Méthode d'étude expérimentale des phénomènes d'érosion en milieu naturel. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 5, n° 5, p. 220-227.

ROUGERIE G. (1955) : Un mode de dégagement probable de certains dômes granitiques. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 240, p. 327-329.

ROUGERIE G. (1958) : Le niveau des 200 m et les niveaux récents en Côte d'Ivoire. – *Ét. éburnéennes, Côte d'Ivoire*, t. 7, p. 223-233, 5 fig.

ROUGERIE G. (1959 a) : Latéritisation et pédogenèse intertropicales. – Esquisse d'une mise au point des données actuelles. – *Inform. Géogr., Fr.*, n° 5, p. 199-205.

ROUGERIE G. (1959 b) : Roches et altération (1re partie). – Cours polycop., Union géogr. Fac. Lettres Paris, année 1958-59, 46 p. multigr., 7 fig. h.-t.

ROUGERIE G. (1960) : Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière. – Thèse Lettres Paris, *Mém. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, n° 58, 542 p., 134 fig., 130 tabl., 92 photo.

ROUGERIE G. (1961) : Modelés et dynamiques de savane en Guinée orientale. – *Rech. afric. (Ét. guinéennes*, nouv. série), n° 4, p. 24-50, 11 fig., 4 photo.

ROUGERIE G. (1962) : Systèmes morphogéniques et familles de modelés dans les zones arides. – Centre Document. Univ., Paris, 167 p., 39 fig.

ROUGERIE G., LAMOTTE M. (1952) : Le Mont Nimba. Étude de morphologie. – *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n° 226-227-228, p. 113-120.

ROURE G. (1956) : La Haute-Gambie et le parc du Niokolo Koba. – Grande Imprimerie africaine, Dakar, 191 p., 10 fig., photo., 3 cartes h.-t.

ROUSSEL Ph. (1968) : Données climatologiques en Mauritanie. – Rép. islam. Mauritanie, Service eaux souterr., Bur. hydrogéol., 34 p. multigr.

ROY-NOËL J. (1969) : Le Parc National du Niokolo-Koba (Sénégal), fasc. 3. – *Mém. Inst. fond. Afr. noire, Sénégal*, n° 84, 8. Isoptera, p. 113-167, 51 fig., 10 pl. photo.

RUELLAN A. (1968) : Excursion dans l'Adrar mauritanien : quelques observations. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 19-20, p. 27-34, 1 fig.

RUXTON B., BERRY L. (1957) : Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. – *Bull. Geol. Soc. America*, t. 68, p. 1263-1292.

RUXTON B. P., BERRY L. (1961) : Weathering profiles and geomorphic position two tropical regions. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 12, n° 1, p. 16-31, 10 fig., 3 photo., rés. angl.

SABOT J. (1952) : Latérites. – *19e Congr. internat. Géol.*, Alger, t. 21, p. 181-192.

SABOT J. (1956) : Note sur une prospection générale de bauxite en Guinée française effectuée en hélicoptère. – Arch. Soc. Péchiney, Paris, multigr.

SAGATZKY J. (1948) : Géologie de la boucle de la Gambie (en aval de Kédougou). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr.

SAINTON C. (1957) : Étude géologique de la région du lac de Guiers. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 26 p. multigr., 10 pl. dpl. h.-t.

SALL M. M. (1969) : Étude géomorphologique des environs du lac Mbaouane (région de Kayar, Sénégal). – Trav. Ét. Rech. Maîtr. Géogr., Dépt. Géogr. Fac. Lett. Sci. hum. Univ. Dakar, 61 p. multigr., 16 fig., 1 carte h.-t.

SAPPER K. (1935) : Geomorphologie der feuchten Tropen. – Teubner, Leipzig, 150 p.

SAUTTER G. (1944) : Le Fouta Djalon. – *Bull. Soc. languedocienne Géogr., Fr.*, t. 15, p. 3-76.

SCAETTA H. (1938) : Sur la genèse et l'évolution des cuirasses latéritiques. – *C.R. somm. Soc. Biogéogr.*, t. 15, n° 125-126, p. 14-18 et p. 26-29.

SCAETTA H. (1941) : Limites boréales de la latéritisatition actuelle en Afrique occidentale. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 212, p. 129-130 et p. 169-171.

SCHNEIDER J. L. (1967) : Évolution du dernier lacustre et peuplements préhistoriques aux pays-bas du Tchad. – *Bull. Ass. sénég. Ét Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 14-15, p. 18-23, 1 fig., et *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 31 (1969), n° 1, p. 259-263, 1 fig.

SCHNELL R. (1950) : Études préliminaires sur la végétation et la flore des hauts plateaux de Mali (Fouta Djalon). – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, p. 905-926, 1 photo., tabl.

SCHNELL R. (1957) : Vestiges archéologiques et agriculture ancienne dans le Nord du Fouta-Djallon. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, B, Sénégal*, p. 295-301, 3 fig.

SCHNELL R. (1960) : Notes sur la végétation et la flore des plateaux gréseux de la Moyenne-Guinée et de leurs abords. – *Rev. gén. Botan., Fr.*, t. 67, p. 325-399, 14 fig., 4 pl. photo.

SECK A. (1962) : Le « Heug » ou pluie de saison sèche au Sénégal. – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 385, p. 225-246, 12 fig., 6 tabl.

SECK M. (1964) : L'aménagement du bassin du fleuve Sénégal. Guinée-Mali-Mauritanie-Sénégal. – *Europe, France, Outre-mer*, n° 412, p. 50-52.

S.É.D.A.G.R.I. (1969) : L'utilisation de la géomorphologie pour la cartographie des sols. Application à la vallée et au delta du fleuve Sénégal. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, nº 23-24, p. 43-56, 1 tabl., rés. fr.

SÉGALEN P. (1964) : Le fer dans les sols. – *Off. Rech. sci. tech. O-mer, Fr.*, Coll. Initiations Doc. techn., nº 4, 150 p.

SÉGALEN P. (1966 a) : Altération des minéraux primaires, synthèse des minéraux secondaires au cours de la ferrallitisation. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 4, nº 4, p. 5-13, 5 fig.

SÉGALEN P. (1966 b) : Le processus de ferrallitisation et ses limites. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 4, nº 4, p. 15-20.

SÉGALEN P. (1967) : Les sols et la géomorphologie du Cameroun. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 5, nº 2, p. 137-187, 4 fig., 5 pl. photo.

SÉGALEN P. (1969) : Le remaniement des sols et la mise en place de la « Stone line » en Afrique. – *Cah. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Pédologie, Fr.*, vol. 7, nº 1, p. 113-127, 5 fig., 13 photo.

SERVANT M. (1967) : Nouvelles données stratigraphiques sur le Quaternaire supérieur et récent au Nord-Est du lac Tchad. – 6e Congr. panafr. Préhist. Ét. Quatern., Dakar, 20 p. multigr., 11 fig. h.-t.

SERVANT M. (1969) : État actuel des recherches stratigraphiques sur le Quaternaire dans les pays-bas du Tchad. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, nº 22, p. 105-111.

SERVANT M., SERVANT S., DELIBRIAS G. (1969) : Chronologie du Quaternaire récent des basses régions du Tchad. – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 269, p. 1603-1606, 2 tabl.

SERVANT M., SERVANT S., DELIBRIAS G., FAURE H. (1969) : Les formations lacustres des basses régions du Tchad au Quaternaire supérieur et récent : nouvelles données chronologiques, sédimentologiques et paléoécologiques. – Résumé des communications du 8e Congrès INQUA, Paris, p. 296.

SIEFFERMANN G. (1967) : Variations climatiques du Quaternaire dans le Sud-Ouest de la cuvette tchadienne. – Congr. Soc. sav., Strasbourg, 13 p. dactyl., 2 fig., rés. fr., angl., all. (à paraître).

SLANSKY M. (1962) : Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. – Thèse Sciences Paris, *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, nº 11, 270 p., 91 fig., 8 pl., 1 carte coul. dpl. h.-t.

SLANSKY M., LALLEMAND A., MILLOT G. (1964) : La sédimentation et l'altération latéritique des formations phosphatées du gisement de Taïba (Rép. du Sénégal). – *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg*, t. 17, nº 4, p. 311-324.

SOUGY J. (1961) : Les formations paléozoïques du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale). Étude stratigraphique, pétrographique et paléontologique. – Thèse Sciences Nancy, *Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar* (1964), t. 15, sér. Sci. de la Terre, nº 1, XII-695 p., 77 fig., 37 tabl., 15 tabl. h.-t., 50 pl. photo., 2 cartes géol. coul. h.-t.

SOUGY J. (1962) : West African folt belt. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 73, p. 871-876, 1 fig.

SOUGY J. (1969) : Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant-pays (Socle précambrien et sa couverture infracambrienne et paléozoïque), Afrique de l'Ouest. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 11, nº 2, p. 133-149, 5 fig., rés. fr.

SOULÉ DE LAFONT D. (1955) : Rapport de tournée dans le bassin de la Falémé (avril-mai 1955). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 31 p. multigr., 1 carte dpl.

SOULÉ DE LAFONT D. (1956) : Rapport de mission dans le bassin de la Falémé (janvier, février, mars 1956). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 22 p. multigr., 2 cartes dpl. h.-t.

SOULÉ DE LAFONT D. (1957) : Rapport préliminaire sur les gisements de fer de la rive sénégalaise du bassin de la Falémé (Sénégal). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 45 p. multigr., photo., 10 pl. dpl. h.-t.

SOULÉ DE LAFONT D. (1958) : Pegmatites lithiques et pneumatolytes stannifères au Soudan et au Sénégal. – *Chronique Mines O-mer, Fr.*, nº 267, p. 245-251.

SPENGLER A. DE, CASTELLAIN J., CAUVIN J., LEROY M. (1966) : Le bassin Secondaire-Tertiaire du Sénégal. – *Symposium bassins sédimentaires du littoral atlantique de l'Afrique*, Ass. Serv. géol. afric., p. 80-94.

SPENGLER A. DE, DELTEIL J. (1966) : Le bassin Secondaire-Tertiaire de Côte d'Ivoire. – *Symposium bassins sédimentaires du littoral atlantique de l'Afrique*, Ass. Serv. géol. afric., p. 99-113.

STEARNS C. E., THURBER D. L. (1965) : Th 230-U 234 dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. – *Quaternaria, Rome*, vol. 7, p. 29-42.

SUDRES A. (1947) : La dégradation des sols au Fouta Djalon. – *Agron. tropic., Fr.*, t. 2, p. 226-246.

SWARDT A. M. DE (1964) : Lateritisation and Landscape developments in parts of Equatorial Africa. – *Zeitschr. Geomorph., Dtsch.*, t. 8, p. 313-333.

TAGINI B. (1955) : Étude de la minéralisation alluvionnaire de la rivière Doundi. Région de Kéniéba (Soudan). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 48 p. multigr., 5 fig., tabl., 3 pl. dpl. h.-t.

TAGINI B. (1959) : Mission de recherches minérales de Kédougou. Compte rendu de la campagne 1958-1959. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 105 p. multigr., tabl., 12 pl. dpl. h.-t.

TEIXEIRA A. J. da S. (1962) : Os solos da Guiné portuguesa. Carta geral, caracteristicas, formação e utilização. – *Est., Ens. a Doc.*, nº 100, Junto de Inv. do Ultr., Lisbonne, 397 p.

TERS M. (1960) : Méthodes et techniques modernes en géomorphologie. – *Inform. géogr., Fr.*, nº 4, p. 156-165.

TESSIER F. (1950) : Contribution à la stratigraphie et à la paléontologie de la partie ouest du Sénégal. – Thèse Science Marseille, *Bull. Dir. Mines Afr. occ. fr., Dakar*, nº 14, (1952), t. 1, 267 p., 63 fig., 8 pl., 6 pl. photo., 2 cartes h.-t.

TESSIER F. (1954 a) : Carte géologique de l'A.O.F. à l'échelle du 1/200 000. Notice explicative sur la feuille Dakar-Est. – *Dir. féd. Mines Afr. occ. fr.*, Dakar, 83 p., fig., 1 carte coul.

TESSIER F. (1954 b) : Carte géologique de l'A.O.F. à l'échelle du 1/200 000. Notice explicative sur la feuille Thiès-Ouest. – *Dir. féd. Mines Afr. occ. fr.*, Dakar, 82 p., fig., 1 carte coul.

TESSIER F. (1959) : Termitières fossiles dans la latérite de Dakar. Remarques sur les structures latéritiques. – *Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar*, t. 4, p. 91-131, 12 fig., 5 pl. photo. h.-t., rés. fr., angl.

TESSIER F. (1965) : Les niveaux latéritiques du Sénégal. – *Ann. Fac. Sci. Univ. Marseille*, t. 37, p. 221-237, 2 fig.

TESSIER F. (1970) : Première datation de concrétions calcaires dans le Quaternaire de Dakar (Sénégal). – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, nº 26, p. 5-9, 1 fig., rés. fr., angl., all.

TESSIER F., DARS R., SOUGY J. (1961) : Mise en évidence de charriages dans la « Série d'Akjoujt » (République islamique de Mauritanie). – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 252, p. 1186-1188.

TESSIER F., HÉBRARD L., NAHON D. (1969) : Nouveaux vestiges du niveau latéritique fini-Tertiaire près de Dakar (République du Sénégal). – *C.R. Acad. Sci., D, Fr.*, t. 269, nº 2, p. 123-126, 2 fig.

TESSIER F., LAPPARTIENT J. (1967) : Observations sur la latérite récente des environs de Dakar. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 9, nº 3, p. 455-466, 4 fig., 1 tabl.

TEXEIRA DA MOTA A. (1954) : Guiné portuguesa. Monografias dos territorios do ultramar. – Agencia geral do ultramar, 2 t., 383 p. et 297 p.

THOMAS M. F. (1965) : Some aspects of the geomorphology of domes and tors in Nigeria. – *Zeitschr. Geomorph., Dtsch.*, t. 9, nº 1, p. 63-81, 4 fig., 7 photo.

THOMAS M. F. (1966) : Some geomorphological implications of deep weathering patterns in crystalline rocks in Nigeria. – *Inst. Brit. Geogr.*, Transactions and Papers, nº 40, p. 173-193, 11 fig.

TOUPET Ch. (1959, 1962) : Orientation bibliographique sur la Mauritanie. – *Bull. Inst. fr. Afr. noire, B, Sénégal*, t. 21, nº 1-2, p. 201-239 et t. 24, nº 3-4, p. 594-613.

TOUPET Ch. (1966) : Étude du milieu physique du massif de l'Assaba (Mauritanie). – Initiations et Ét. afric. nº 20, *Inst. fond. Afr. noire, Sénégal*, 152 p., 32 fig., 18 photo., 1 carte dpl. h.-t.

TOURENQ J. (1964) : Contribution à l'étude de quelques sables de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 6, nº 5, p. 666-673.

TOURETTE (1829) : Voyage dans le Boundou et le Bambouk 1829. – Arch. Gouv. Général Afr. occ. fr., Dakar, IG 12, manuscrit.

TRICART J. (1947) : Méthode d'étude des terrasses. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 17, p. 560-575.

TRICART J. (1954 a) : Observations morphodynamiques aux chutes de Félou (vallée du Sénégal). – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, nº 2, 11 p. multigr.

TRICART J. (1954 b) : Rapport de mission au Fouta-Djallon (problèmes d'hydrologie et d'érosion). – Rapp. Serv. Hydraul. Afr. occ. fr., Dakar, 51 p. multigr., 10 pl. photo. h.-t.

TRICART J. (1954 c) : Influence des sols salés sur la déflation éolienne en Basse-Mauritanie et dans le delta du Sénégal. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 5, nº 3, p. 124-132, rés. angl.

TRICART J. (1955 a) : Aspects sédimentologiques du delta du Sénégal. – *Geol. Rundsch., Dtsch.*, t. 43, nº 2, p. 384-397, 5 photo.

TRICART J. (1955 b) : Nouvelles observations sur les sebkhas de l'Aftout es Sahel mauritanien et du delta du Sénégal. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 6, n° 4, p. 177-187, 3 fig.

TRICART J. (1955 c) : Carte géomorphologique du delta du Sénégal. – *Bull. Ass. Géogr. fr.*, n° 251-252, p. 98-117.

TRICART J. (1955 d) : L'origine des méandres fluviatiles. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 240, p. 219-220.

TRICART J. (1956 a) : Dégradation du milieu naturel et problèmes d'aménagement au Fouta-Djalon (Guinée). – *Rev. Géogr. alpine, Fr.*, n° 1, p. 7-36, 2 pl. photo.

TRICART J. (1956 b) : Aspects géomorphologiques du delta du Sénégal. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 7, n° 5-6, p. 65-86, 4 fig., rés. angl.

TRICART J. (1956 c) : Types de fleuves et systèmes morphologiques en Afrique occidentale. – *Com. Trav. hist. sci.*, Paris, Bull. Sect. Géogr., t. 68, p. 303-344, 28 photo.

TRICART J. (1956 d) : Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines. – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 10, 28 mai, p. 164-167.

TRICART J. (1957 a) : Observations sur le rôle ameublisseur des termites. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 8, p. 170-172 et 179.

TRICART J. (1957 b) : Comparaison entre les conditions de façonnement des lits fluviaux en zone tempérée et en zone intertropicale. – *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 245, p. 555-557.

TRICART J. (1958 a) : Études sur quelques cailloutis fluviatiles actuels des Pyrénées Orientales et du Massif Central. – *Zeitschr. Geomorph., Dtsch.*, t. 2, n° 4, p. 278-304, 5 fig., rés. angl., all.

TRICART J. (1958 b) : Données pour l'utilisation paléogéographique des cailloutis. – Congr. internat. Sédiment., 10 p. multigr.

TRICART J. (1959 a) : Géomorphologie dynamique de la moyenne vallée du Niger. – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 368, p. 333-343.

TRICART J. (1959 b) : Observations sur le façonnement des rapides des rivières intertropicales. – *Com. Trav. hist. sci.*, Paris, Bull. Sect. Géogr., t. 71, p. 289-313.

TRICART J. (1960 a) : A propos de l'erg du Trarza. – *Trav. Inst. Rech. sahar., Alger*, t. 19, p. 199-200.

TRICART J. (1960 b) : Étude géomorphologique du projet d'aménagement du lac Faguibine (République du Mali). – *Sols afric.*, vol. 5, n° 3, p. 207-289, fr. et angl., 3 fig., 2 photo., 1 carte h.-t.

TRICART J. (1961 a) : Notice explicative de la carte géomorphologique du delta du Sénégal. – *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 8, 137 p., 9 pl. photo., 3 cartes coul. dpl. h.-t.

TRICART J. (1961 b) : Observations sur le charriage des matériaux grossiers par les cours d'eau. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 12, n° 1, p. 3-15, rés. angl.

TRICART J. (1961 c) : Les caractéristiques fondamentales du système morphogénétique des pays tropicaux humides. – *Inform. géogr., Fr.*, n° 4, p. 155-169.

TRICART J. (1962 a) : L'épiderme de la terre. Esquisse d'une géomorphologie appliquée. – Masson, Paris, Coll. Évol. des Sciences, n° 21, 167 p., 9 fig., 12 pl. photo. h.-t.

TRICART J. (1962 b) : Les discontinuités dans les phénomènes d'érosion. – Public. Ass. int. Hydrol. sci., n° 59 (Commiss. éros. contin.), p. 233-243, rés. fr., angl.

TRICART J. (1963) : Oscillations et modifications de caractère de la zone aride en Afrique et en Amérique latine lors des périodes glaciaires des hautes latitudes. – *In Les changements de climat.* Recherche sur la zone aride. UNESCO, t. 20, p. 415-418, rés. angl.

TRICART J. (1965 a) : Schéma des mécanismes de causalité en géomorphologie. – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 403, p. 322-326.

TRICART J. (1965 b) : Principes et méthodes de la géomorphologie. – Masson, Paris, 496 p., 35 fig., 8 pl., 1 carte coul.

TRICART J. (1965 c) : Rapport de la mission de reconnaissance géomorphologique de la vallée moyenne du Niger. – *Mém. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal*, n° 72, 196 p., 23 fig., 5 cartes, 21 photo.

TRICART J. (1966) : Paléoclimats et terrasses quaternaires. – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 5, mai, p. 202-203.

TRICART J., BROCHU M. (1955) : Le grand erg ancien du Trarza et du Cayor (Sud-Ouest de la Mauritanie et Nord du Sénégal). – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 6, n° 4, p. 145-176, 9 fig., rés. angl.

TRICART J., CAILLEUX A. (1960) : Le modelé des régions sèches ; fasc. 1 : le milieu morphoclimatique. Les mécanismes morphogénétiques des régions sèches. – Centre Document. Univ., Paris, 129 p., fig.

TRICART J., CAILLEUX A. (1961) : Le modelé des régions sèches ; fasc. 2 : les formes de relief caractéristiques des régions sèches. Survivances et paléoformes. – Centre Document. Univ., Paris, 179 p., fig.

TRICART J., CAILLEUX A. (1965) : Le modelé des régions chaudes. Forêts et savanes. – Traité de géomorphologie, t. 5, Soc. Édit. Ens. sup., Paris, 322 p., 64 fig. et photo.

TRICART J., MICHEL P. (1965) : Morphogénèse et pédogénèse. Application à l'Ouest africain. – *Sci. Sol, Fr.*, n° 1, p. 69-85, n° 2, p. 149-171, 4 fig.

TRICART J., MICHEL P., VOGT J. (1957) : Oscillations climatiques quaternaires en Afrique occidentale. – *C.R. Comm. 5e Congr. INQUA*, Madrid-Barcelone, p. 187-188.

TRICART J., SCHAEFFER R. (1950) : L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 1, n° 4, p. 151-179, 11 fig., rés. angl.

TRICART J., VOGT H. (1967) : Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux. – *Geogr. Annaler, Stockholm*, vol. 49, ser. A, n° 2-4, p. 351-366, 2 fig.

TROCHAIN J. (1940) : Contribution à l'étude de la végétation du Sénégal. – *Mém. Inst. fr. Afr. noire*, n° 2, Larose, Paris, 433 p., 30 fig., 30 pl. photo. h.-t.

TROCHAIN J. (1956) : Les types de végétation en Afrique intertropicale. – *6e Conf. internat. Afric. Ouest*, São Tomé, vol. 3, p. 175-177.

TROMPETTE R., MANGUIN E. (1968) : Nouvelles observations sur le Quaternaire lacustre de l'extrémité sud-est de l'Adrar de Mauritanie. – *Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar*, t. 22, ser. Sci. de la Terre, n° 2, p. 151-162, 4 fig., 2 tabl., 1 pl. photo., rés. fr., angl.

URVOY Y. (1942) : Les bassins du Niger. Étude de géographie physique et de paléogéographie. – *Mém. Inst. fr. Afr. noire*, n° 4, Larose, Paris, 144 p., 36 fig., 6 pl., 4 cartes dpl.

VACHÉ-GRANDET C. (1959) : L'erg du Trarza, notes de géomorphologie dunaire. – *Trav. Inst. Rech. sahar., Alger*, t. 18, p. 161-171, 5 fig., 2 photo.

VAGELER P. (1930) : Grundriss der tropischen und subtropischen Bodenkunde. – Berlin.

VAN CAMPO M., COHEN J., GUINET Ph., ROGNON P. (1965) : Flore contemporaine d'un gisement de mammifères tropicaux dans l'Atakor. – *Pollens et Spores*, vol. 7, n° 2, p. 361-371.

VAN ZINDEREN BAKKER E. M. (1967) : Upper Pleistocene and Holocene stratigraphy and ecology on the basis of vegetation changes in sub-saharan Africa. – *Background to evolution in Africa*, W. W. Bishop et J. Desmond Clark, Univ. Chicago Press, p. 125-147, 8 fig., rés. fr.

VAN ZINDEREN BAKKER E. M. (1969) : Elements for the Quaternary stratigraphy of Africa. – Résumé des communications du 8e Congrès INQUA, Paris, p. 114.

VIEILLEFON J. (1969) : La pédogenèse dans les mangroves tropicales. Un exemple de chronoséquence. – *Sci. Sol, Fr.*, n° 2, p. 115-148, 14 fig., 4 photo.

VIEILLEFON J. (1970) : Le problème des repères stratigraphiques quaternaires en Casamance. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 26, p. 13-23, 5 fig.

VILLEMOT A. (1959) : Crue 1958 du fleuve Sénégal. – Bull. Miss. Aménag. Sénégal, Saint-Louis, n° 116, fasc. A : 25 p. multigr. ; fasc. B : 22 pl. dpl.

VILLEMUR J. R. (1967) : Reconnaissance géologique et structurale du Nord du bassin de Taoudenni. – *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 51, 151 p., 30 fig., 19 pl. photo.

VIZIER J. F. (1963) : Étude d'une toposéquence au Sud de la Kayanga (Haute-Casamance). – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 66 p. multigr., 10 pl. fig.

VOGT J. (1955 a) : Aperçu sur la morphologie des Haute-Doundé et Haute-Dialafara (Soudan). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 11 p. multigr.

VOGT J. (1955 b) : Rapport provisoire de mission à Kéniéba (Soudan). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 32 p. multigr., 15 pl. h.-t.

VOGT J. (1956 a) : Rapport provisoire de missions en moyenne Côte-d'Ivoire. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 23 p. multigr., fig., 5 pl. photo.

VOGT J. (1956 b) : Note sur les dunes de Lompoul (Sénégal). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 6 p. multigr., 16 photo.

VOGT J. (1957) : Rapport provisoire de mission sur le plateau mandingue (Soudan). – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 24 p. multigr., 5 fig., 47 photo. h.-t.

VOGT J. (1959 a) : Aspect de l'évolution morphologique récente de l'Ouest africain. – *Ann. Géogr., Fr.*, n° 367, p. 193-206, 2 fig.

VOGT J. (1959 b) : Note sur le Nord-Dahomey, Alibori et Mékrou. – Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 19 p. multigr., fig., pl. h.-t.

VOGT J. (1960) : Observations nouvelles sur les alluvions inactuelles de Côte d'Ivoire et de Haute-Guinée. – Actes 84e Congr. nat. Soc. sav., Dijon 1959, Sect. Géogr., p. 205-210, 2 fig.

VOGT J. (1961) : Badlands du Nord-Dahomey. – Actes du 85e Congr. nat. Soc. sav., Chambéry-Annecy 1960, Sect. Géogr., p. 227-239, 3 fig., 11 photo.

VOGT J. (1962) : Une vallée soudanaise : la moyenne Bagoé. – *Rev. Géom. dyn., Fr.*, t. 13, n° 1-3, p. 2-9, 1 fig., 6 photo., rés. all.

VOGT J. (1967 a) : Deux conceptions de l'évolution récente de quelques régions de savane d'Afrique occidentale. – *Bull. Ass. sénég. Ét. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 16, p. 23-26, et *Bull. Inst. fond. Afr. noire, A, Sénégal*, t. 31, n° 1, p. 283-286.

VOGT J. (1967 b) : Notes sur les deux dernières étapes de l'évolution géomorphologique du Nord de la Côte d'Ivoire et du Sud de la Haute-Volta. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Orléans, DS. 67. A10, 33 p. multigr., 6 fig., 33 photo.

VOGT J., BLACK R. (1963) : Remarques sur la géomorphologie de l'Aïr. – *Bull. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 1, p. 1-29, 4 fig., 22 photo.

VOGT J., VINCENT P. L. (1966) : Terrains d'altération et de recouvrement en zone intertropicale. 1. Le complexe de la stone line, par J. VOGT. – *Bull. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 4, p. 3-52.

VOUTE C. (1962) : Geological and morphological evolution of the Niger and Benu Valleys. – *Actes 4e Congr. panafr. Préhist. Ét. Quatern.*, Public. Musée royal Afrique centrale, n° 40, t. 1, p. 189-207.

WACKERMANN J. (1967) : Les faciès pétrographiques de la série de Mako dans les régions de Kanéméré et Mamakono (Sénégal oriental). – Rapp. Off. Rech. sci. tech. O-mer, Dakar, 34 p., 2 fig., 5 tabl., 4 pl. photo., 3 cartes h.-t.

WEISSE G. DE (1954) : Note sur quelques types de latérite de la Guinée portugaise. – *19e Congr. internat. Géol.*, Alger, t. 21, p. 171-180.

WHITEMAN A. J. (1969) : Stratigraphie du Pléistocène et de l'Holocène de la République soudanaise. Résumé des communications du 8e Congrès INQUA, Paris, p. 257.

WILHELMY H. (1958) : Klimamorphologie der Massengesteine. – G. Westermann Verl., Braunschweig, 238 p., 137 photo.

WILLIAM M. A. (1966) : Age of alluvial clays in the western Gezira, Republic of the Sudan. – *Nature, Londres*, t. 211, n° 5046, p. 270-271.

WISCHMEIER W. (1958) : Rainfall energy and its relationship to soil-loss. – *Trans. Amer. Geol. Un.*, t. 39, n° 2, p. 285-291.

WISCHMEIER W., SMITH D. (1960) : A universal soil-loss estimating equation to guide conservation form planning. – *7th internat. Congr. Sci. Sol*, Madison (USA), vol. 1, p. 418-425.

WITSCHARD F. (1960) : Rapport de fin de mission Kayes-Kédougou (1er déc. 1959-15 juin 1960). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 25 p. multigr., 2 pl. dpl. h.-t.

WITSCHARD F. (1961) : Mission Sud-Falémé. Rapport de fin de mission (novembre 1960 à juin 1961). – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, 34 p. multigr., 3 pl. dpl. h.-t.

WITSCHARD F. (1962) : Mission Est-Saraya. Rapport de fin de campagne 1962. – Rapp. Bur. Rech. géol. min., Dakar, DAK 62-A26, 64 p. multigr., 6 fig., 4 pl. dpl. h.-t.

WITSCHARD F. (1965) : Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique des massifs granitiques du Sénégal oriental. – *Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris*, n° 44, 170 p., 31 fig., 12 pl. photo., 2 cartes coul. dpl. h.-t.

ZAITSEV E. I. (1965) : Rapport sur les résultats des travaux de prospection pour diamant et or effectués au Sénégal oriental en 1965. (Traduction française par V. DMITRIEV). – Projet Nations Unies, Dakar, 137 p. multigr., tabl., 51 pl. dpl. h.-t.

ZELTNER F. DE (1916) : Quelques gisements préhistoriques de la vallée du Sénégal. – *Anthropologie, Fr.*, n° 7, p. 238-244.

ZIMMERMANN M. (1960) : Nouvelle subdivision des séries antégothlandiennes de l'Afrique occidentale (Mauritanie, Soudan, Sénégal). – *21e Congr. internat. Géol.*, Copenhague, Rapp. 8e partie, p. 26-36, 2 fig.

ZIMMERMANN M., BRIOTET H. (1958) : Rapport géologique sur la région de Kayes, Kiffa, Moudjéria — Bordure Sud-Ouest du bassin paléozoïque de Taoudenni. Campagne déc. 1957-mai 58. – Arch. Soc. afric. Pétroles, Dakar, multigr.

Annexes

1. ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES

(exprimées en pourcentages)

A. Roches éruptives et métamorphiques

	1. Granite de Saraya	2. Granite de Tinkoto	3. Méta-andésite	4. Méta-gabbro	5. Schiste argileux	6. Dolérite a cristaux moyens	6. Dolérite b gros cristaux
SiO_2	70,40	66,50	60,10	49,90	67,25	49,90	57,04
Al_2O_3	14,35	15,50	15,10	15,05	15,60	15,80	9
Fe_2O_3	2	1,45	0,75	2,60	1,95	1,45	10
FeO	0,62	2,20	6	10,90	2,57	6,84	
MnO		0,075	0,08	0,21	0,07		
MgO	0,65	1,20	5,20	6,50	1,95	9,10	6,35
CaO	1,90	3,65	5,60	9,25	0,35	11,70	10
Na_2O	3,78	4,45	3,70	2,60	2,20	2,25	2,10
K_2O	4,93	3,25	1,10	0,26	1,68	0,60	0,55
TiO_2	0,10	0,50	0,60	1,05	1	1	0,40
P_2O_5	0,13	0,17	0,20	0,07	0,11		
H_2O^+	1,23	0,83	1,50	1,55	3,45		
H_2O^-	0,35	0,20	0,25	0,25	1,45		
CO_2					0,45		

Lieux de prélèvement – âge – références :

1. Région de Saraya (Sénégal oriental). Granite syncinématique à faciès granulitique, birrimien.
   R. MAIGNIEN 1958, tableau 14, n° 1, p. 55.
2. Tinkoto (Sénégal oriental). Granite posttectonique birrimien.
   R. GIRAUDON, 1961, p. 12b, n° 9.
3. Tinkoto (Sénégal oriental). Série volcano-sédimentaire birrimienne.
   R. GIRAUDON, 1961, p. 12a, n° 4.
4. Tinkoto (Sénégal oriental). Série volcano-sédimentaire birrimienne.
   R. GIRAUDON, 1961, p. 12a, n° 7.
5. Tinkoto (Sénégal oriental). Série schisteuse birrimienne.
   R. GIRAUDON, 1961, p. 12a, n° 2.
6. Massif de Bafoulabé. A 8 km au Nord de Niakalénessiraya. Dolérite paléozoïque. a : base du sill ; b : toit du sill.
   P. MICHEL, 1960 a, p. 32, échantillon n°s 417 et 362.

B. Roches sédimentaires

	7. Grès siliceux	8. Pélite	9. Grès fin pélitique	10. Argile feuilletée	11. Argile	12. Grès du Continental terminal	
						a	b
SiO_2	97,08	65,11	73,20	42,91	58,40	84,20	79,83
Al_2O_3	0,20	15,36	11,92	10,68	27	5,30	11,90
Fe_2O_3	2,65	3,95	6,65	4,95	4	8	2,80
FeO		1,62					
MnO		0,08					
MgO		2,30		7,24			
CaO		0,72		5,67	0,90	0,70	0,95
Na_2O		4,30					
K_2O		1,58					
TiO_2		0,90	0,58	0,40			
P_2O^e		0,19					
H_2O^+		2,79	5,50	13,20			
H_2O^-		1,32	2	11,42			

Lieux de prélèvement – âge – références :

7. Plateau de Kita (Mali). Grès siliceux de l'Infracambrien.
P. JAEGER et M. JAROVOY, 1952.

8. Sondage de Nara (Mali). 9,20 m prof. Cambrien inférieur.
R. DARS, 1960, p. 135, échantillon n° 1158.

9. Vallée de la Gambie, entre Banare et Malapa. Grès fin pélitique du Boundou (Cambrien supérieur).
P. MICHEL, analyse B.R.G.M. n° 461.

10. Puits d'Aouré. Vallée du Sénégal. Argile éocène, formée d'attapulgite et de montmorillonite.
P. ELOUARD, 1959, p. 48, n° 59.

11. Butte d'Aéré Kanel. Vallée du Sénégal. Argile kaolinique du Continental terminal.
M. DIENG, échantillon 104 LM (inédit).

12. Butte d'Aéré Néré. Vallée du Sénégal. Grès du Continental terminal. a : grès fin de la base ; b : grès grossier du sommet.
M. DIENG, échantillon 91 LM et 93 LM (inédit).

2. ÉTUDE DE LAMES MINCES

faite avec P. ELOUARD

PM 702 *Cuirasse ferrugineuse du moyen glacis*

Tinkoto (Sénégal oriental), puits P1, 0,5-1 m prof.

Grains de quartz peu abondants. Quelques gros grains, longueur 1,7 mm ; l'un d'eux a conservé sa forme rhomboédrique. La goethite pénètre dans les fissures et à l'intérieur des cristaux. Quelques grains moyens (0,3-0,8 mm), subanguleux ou à bord dentelé. Petits éclats (0,03-0,04 mm) peu nombreux.

PM 703 *Cuirasse ferrugineuse du moyen glacis*

Tinkoto, puits P2, 0,5-1 m prof.

Quelques gros grains de quartz clastiques, fissurés, avec dépôt de goethite, longueur 1,6 mm, subanguleux à anguleux. On remarque parfois une extinction différente : plusieurs cristaux sont probablement engrenés, avec des dépôts ferrugineux dans les jointures. Quelques grains de taille moyenne. Petits éclats (0,02-0,04 mm) assez abondants ; usure un peu plus forte, probablement due à la corrosion chimique.

PM 708 *Niveau légèrement induré du haut glacis*

Tinkoto, puits P6, 1,50-2 m prof.

Nombreux gros grains de quartz, longueur 1,6 mm, généralement subanguleux, très fissurés, à extinction roulante (clastiques), souvent corrodés à bord dentelé, remplissage de goethite. Peu de petits quartz. On y observe des plages de goethite à allure fibreuse, sans grains de quartz.

PM 933 *Calcaire lacustre du Quaternaire,* au Sud-Ouest de Bakel

Calcaire gréseux.
Calcite bien cristallisée, ne contient pas d'argile. Nombreux grains de quartz clastiques de petite taille, anguleux, souvent allongés. Quelques gros grains de quartz, subanguleux, parfois corrodés.

PM 982 *Cuirasse sur Continental terminal,* sur les plateaux au Nord–Nord-Ouest de Maghama.

Grès ferrugineux très hétérométrique. Grains de quartz corrodés. Très gros grains fissurés et grains de taille très variable. Les oxydes de fer occupent la majeure partie de la plaque. Certaines zones ovoïdes sont entourées d'une ou de deux pellicules d'oxydes de fer.

PM 987 *Niveau ferrugineux quaternaire.* Versant sud de la butte de Dao.

Grès ferrugineux hétérométrique. Nombreux grains de quartz corrodés. Gros grains souvent subarrondis ; grains de taille moyenne anguleux, petits éclats anguleux, correspondant à des grains brisés. Grès ayant subi une altération continentale ; la corrosion et la ferruginisation sont postérieures au dépôt.

PM 995 *Cuirasse sur Continental terminal* à Bokoul, bord sud de la basse vallée du Sénégal.

Grès ferrugineux hétérométrique. Gros grains corrodés, peu de petits grains. La corrosion est très avancée puisque leurs contours sont irréguliers. La majeure partie des grains sont imprégnés d'oxydes de fer. On remarque de nombreux nodules ferrugineux de petite taille.

PM 999 *Cuirasse sur Continental terminal,* carrière de Mbilor Diéri, bord sud de la basse vallée du Sénégal.

Grès ferrugineux homométrique. Nombreux grains de taille moyenne, anguleux, avec parfois des côtés arrondis. Certains semblent avoir été cassés par la ferruginisation. Quelques grains plus gros, arrondis et fissurés, n'ont pas éclaté.

3. LISTE DES AGES ABSOLUS (DATATIONS AU RADIOCARBONE)

du Quaternaire dans le bassin du fleuve Sénégal, principalement dans la région du Delta et sur ses bordures

Ces âges B.P. (*before present* = avant 1950) sont classés par ordre chronologique en commençant par les plus récents. La plupart des datations ont été faites sur des dépôts naturels ; certains échantillons ont été prélevés sur des amas artificiels (Kjökkenmödding). Les dates sont précédées du numéro du laboratoire. Chaque âge est accompagné d'un petit texte indiquant :

— la nature du matériel daté,
— les caractères et l'emplacement du dépôt, avec l'altitude du prélèvement si elle a pu être déterminée,
— la région, le lieu, le nom des cartes topographique et géologique au 1/200 000, les coordonnées géographiques du site,
— l'auteur du prélèvement ou la référence de l'étude,
— le responsable de la datation avec l'année de l'analyse.

Abréviations des laboratoires :

DAK Dakar, Institut fondamental d'Afrique noire (Sénégal)
GIF Gif-sur-Yvette (France)
I Isotopes Inc. (États-Unis)
NPL National physical laboratory, Teddington (Grande Bretagne)
T Trondheim (Norvège)

Référence du laboratoire	Age en années B.P.	Renseignements
DAK – 19	550 ± 113	Charbon de bois d'un ancien foyer sur un cordon littoral remanié, profondeur 1 m SW du Delta, à l'W de la dépression du Ndiégueur, feuille Louga, lat. 15°58'45" N – long. 16°28' W D. Démoulin et P. Michel C. A. Diop (1969)
GIF – 363	1620 ± 120	Coquilles d'*Arca senilis* dépôt de lagune, prof. 0,07 m ; altitude + 0,60 m SW du Delta, dépression du marigot de Ndel, f. Louga, 15°54'30" N – 16°29' W P. Michel, P. Elouard, H. Faure (1967 et 1968) G. Delibrias (1966)
NPL – 152	1650 ± 125	Coquilles d'*Arca senilis* kjökkenmödding au pied d'un cordon littoral (dune jaune), prof. 0,40 m ; altitude + 2 m SW du Delta, grand cordon à l'W de Tough, f. Louga, 15°54' N – 16°27'30" W P. Michel, P. Elouard, H. Faure (1967 et 1968) M. J. Baker (1966)
DAK – 6	1751 ± 113	Charbon de bois dans un kjökkenmödding d'*Arca senilis*, sur une dune rouge, prof. 1,50 m bord SE du Delta, à l'E de la dépression du Khant, f. Saint-Louis, 16°04'30" N – 16°21' W A. Ravisé C. A. Diop (1968)
GIF – 364	1790 ± 120	Coquilles d'*Arca senilis* même position que le n° *NPL – 152* P. Michel, P. Elouard, H. Faure (1967 et 1968) G. Delibrias (1966)
DAK – 18	1837 ± 112	Grandes coquilles d'*Arca senilis* ancien site d'habitat sur un cordon littoral, remanié par le vent, prof. 1,10 m SW du Delta, à l'W de la dépression de Ndiégueur, f. Louga, 15°58'45" N – 16°28' W D. Démoulin et P. Michel C. A. Diop (1969)
I – 2296	1880 ± 100	Coquilles d'espèces marines (*Donax*, *Cardium*, *Tapes*, etc.) falun de plage recouvert de dunes littorales ; altitude + 0,85 m sortie S de Sor, faubourg de Saint-Louis, f. Louga, 15°59'45" N – 16°29'30" W P. Michel, P. Elouard, H. Faure (1967 et 1968) ISOTOPES INC. (1966)
NPL – 102	1905 ± 125	Coquilles d'*Arca senilis* kjökkenmödding au bord d'une lagune, prof. 1 m ; altitude + 1,30 m à 150 m des n° *NPL – 152* et *GIF – 364* P. Michel, P. Elouard, H. Faure (1967 et 1968) M. J. Baker (1966)

RÉFÉRENCE DU LABORATOIRE	AGE EN ANNÉES B.P.	RENSEIGNEMENTS
GIF – ?	2000 ± 100	Coquilles variés d'un sable coquillier (dépôt néritique), prof. 10 à 11 m ; cote – 7,70 à – 8,70 m à proximité de l'embouchure du fleuve, sondage de Mouit, f. Louga, 15°52′ N – 16°30′15″ W H. FAURE et P. MICHEL G. DELIBRIAS (1968)
I – 2295	2470 ± 110	Coquille d'*Arca senilis*, de très grande taille dépôt de lagune, en subsurface ; altitude 0 m (?) SW du Delta, secteur N de la dépression de Ndiégueur, f. Louga, 15°58′ N – 16°27′30″ W P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE (1967 et 1968) ISOTOPES INC. (1966)
I – 2297	2710 ± 100	Coquilles d'espèces marines (*Mactra, Dosinia, Donax*, etc.) falun de plage sous un cordon littoral, prof. 2,45 m ; altitude + 0,70 m SW du Delta, au N de l'ancien terrain d'aviation de Saint-Louis, f. Saint-Louis, 16°03′ N – 16°27′ W P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE (1967 et 1968) ISOTOPES INC. (1966)
I – 2298	3250 ± 110	Coquilles d'*Arca senilis* au-dessus d'un sable coquillier à *Tellina*, prof. 2,50 m SW du Delta, céane à 500 m au S de Ndiarer, f. Louga, 15°55′30″ N – 16°27′30″ W P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE (1967 et 1968) ISOTOPES INC. (1966)
I – 2294	3970 ± 105	Coquilles d'*Arca senilis* sous des sables éoliens et au-dessus de sable marin coquillier, prof. 2,35 m ; cote – 0,82 m SW du Delta, céane à 400 m au NE de Gandon, f. Louga, 15°58′ N – 16°26′30″ W P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE (1967 et 1968) ISOTOPES INC. (1966)
I – 2774	4080 ± 120	Coquilles d'*Arca senilis* dans un sable hétérométrique et argileux, prof. 0,20 m, au pied de dunes rouges bord SE du Delta, dépression allongée du Khant (secteur E), f. Saint-Louis, 16°03′30″ N – 16°21′ W P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE (1968) ISOTOPES INC. (1967)
GIF – 1450	4750 ± 130	Niveau de tourbe contenant de nombreux pollens de *Rizophora*, prof. 0,35 m bordure SE du Delta, dépression allongée du Ndiasséou (secteur NE), f. Saint-Louis, 16°05′ N – 16°17′ W J. H. DURAND G. DELIBRIAS (1969)
GIF – 362	5060 ± 250	Coquilles d'*Arca senilis* d'un grand kjökkenmödding dominant la terrasse nouakchottienne, prof. 1,50 m ; altitude + 2,70 m SW du Delta, à 1 km au SSE de Ndiarer, f. Louga, 15°55′30″ N – 16°27′ W P. MICHEL, P. ELOUARD, H. FAURE (1967 et 1968) G. DELIBRIAS (1966)

Référence du laboratoire	Age en années B.P.	Renseignements
DAK – 39	5248 ± 177	Coquilles d'*Arca senilis* d'amas artificiels à industrie néolithique en os, sous des dépôts de vase et d'argile ; cote – 1 m bord SE du Delta, dépression allongée du Khant (secteur central), f. Saint-Louis, 16°04′ N – 16°21′15″ W A. Ravisé C. A. Diop (1970) Cette analyse a probablement été faussée par des contaminations ; cf. 5e partie, chap. II, C 1 b
T – 463	5470 ± 110	Coquilles d'*Arca senilis* de la terrasse nouackhottienne, prof. 1,20 m ; altitude + 0,40 m SW du Delta, entre Gandon et Rao, f. Louga, 15°56′ N – 16°26′ W P. Michel, P. Elouard, H. Faure (1967 et 1968) R. Nydal (1965)
I – 2930	5470 ± 115	Coquilles d'*Arca senilis* de la terrasse nouakchottienne, prof. 1,30 m ; altitude approximative + 0,10 m Aftout es Saheli, 31 km au N de Keur Macène, f. Saint-Louis, 16°50′ N – 16°16′ W L. Hébrard (1968 a) ISOTOPES INC. (1967)
I – 2928	6740 ± 130	Coquilles d'*Arca senilis* d'un dépôt lagunaire pendant la transgression nouakchottienne, prof. 2 m ; cote – 1 m cuvette du lac Rkiz, rive E du lac, f. Dagana, 16°51′ N – 15°17′ W L. Hébrard (1968 a) ISOTOPES INC. (1967)
GIF – 1451	7050 ± 150	Niveau de tourbe contenant de nombreux pollens de *Rizophora*, prof. 0,80 m bordure SE du Delta, dépression allongée du Ndiasséou (secteur NE), f. Saint-Louis, 16°05′ N – 16°17′ W J. H. Durand G. Delibrias (1969)
GIF – 1452	7050 ± 150	Niveau de tourbe contenant de nombreux pollens de *Rizophora*, prof. 0,35 m bordure SE du Delta, dépression allongée du Ndiasséou (secteur central), f. Saint-Louis, 16°03′ N – 16°18′ W J. H. Durand G. Delibrias (1969)
GIF – ?	16000 ± 400	Coquille d'huître roulée dans un sable coquillier localement cimenté, prof. 12 à 13 m ; cote – 9,70 à – 10,70 m à proximité de l'embouchure du fleuve, sondage de Mouit, f. Louga, 15°52′ N – 16°30′15″ W H. Faure et P. Michel G. Delibrias (1968)
GIF – ?	31300 ± 2500	Coquilles de *Cardium* niveau de beach-rock gréseux, prof. 15,10 à 15,80 m ; cote – 12,80 à – 13,50 m

Référence du laboratoire	Age en années B.P.	Renseignements
		à proximité de l'embouchure du fleuve, sondage de Mouit, f. Louga, 15°52′ N – 16°30′15″ W H. Faure et P. Michel G. Delibrias (1968)
GIF – ?	34300 ± 3000	Coquilles d'*Arca senilis* avec une huître d'un niveau de lumachelle, prof. 21,20 à 23,50 m ; cote – 18,90 à – 21,20 m à proximité de l'embouchure du fleuve, sondage de Mouit, f. Louga, 15°52′ N – 16°30′15″ W H. Faure et P. Michel G. Delibrias (1968)

4. GLOSSAIRE DES TERMES GÉOGRAPHIQUES VERNACULAIRES

Abréviations des langues :

H = hassaniya (arabo-berbère) — *M* = malinké (Mandingue) — *P* = peul
S = soninké (Sarakolé) — *W* = wolof (ou ouolof)
pl. : pluriel, dim. : diminutif

aftout (H)	longue plaine dégagée de dunes
aklé (H)	masse de dunes vives enchevêtrées
Assaba (H)	bandeau : rebord de plateau dominant des terrains plats
Aouker (H)	région de dunes très vastes et parallèles
ba (M)	le fleuve
Bafing (M)	le fleuve *(ba)* noir *(fing)*
Bafoulabé (ou *Ba Foula Bé) (M)*	le confluent de deux fleuves (*foula* = deux, *bé* = rencontre, confluent)
Bakoy (M)	le fleuve blanc *(koy)*
Baoulé (M)	le fleuve rouge *(oulé)*
Bassari (monts)	ethnie paléonigritique, appartenant au groupe des Tenda
baten (H)	ventre : dépression allongée au pied d'un escarpement rocheux
bowal, pl. *bowé (P)*	surface plane dénudée et rocailleuse ; par extension, terrain recouvert d'une cuirasse latéritique ou ferrugineuse
céane (W)	puits peu profond creusé dans un terrain humide
collengal, pl. *colladé (P)*	étendue de terrains comprenant plusieurs champs contigus
dek (W)	sol assez argileux, plus difficile à travailler que le dior
dhar (H)	dos ; désignait initialement le plateau, mais s'applique maintenant à l'escarpement
diacré (P)	terrain cultivé non loin du fleuve ; entre le falo et le fondé (cf. ci-après)
diéri (P)	terrains non inondés par la crue du fleuve
dior (W)	sol sableux, meuble, facile à travailler
dongol (P)	plateau ou lanière de plateau
elb, pl. *alâb (H)*	dune morte très allongée
erg (H)	ensemble de dunes qui s'étend en longueur sur tout un terrain
Falémé (S)	le petit fleuve (*famé* = fleuve, *lémé* = petit)
falo (P)	terrain de culture situé en bordure du fleuve et de marigots
fello (P)	montagne ou butte très élevée
Félou (chutes de)	calebasses ; seuil troué par des marmites de géant
fondé (P)	bande de terres hautes situées entre le fleuve et la zone d'inondation
Fouta Djalon ou *Dialon (P)*	le pays *(fouta)* des Dialonké, groupe ethnique habitant ces régions montagneuses avant l'occupation par les Peul
foum (H)	bouche, entrée de gorge

gleïta (H)	dim. de *guelta*
goud (H)	longue dépression entre les *alâb* (interdune)
guelta (H)	bassin creusé dans les rochers, alimenté par une source, par la crue ou par un sous-écoulement
haïré (ou *haéré, aéré*) *(P)*	pierre, rocher ; par extension : butte, montagne
hollaldé (P)	terrain déprimé à sol argileux, convenant à la culture du mil
Karakoro (S)	le grand marigot (*Khara* = marigot, *koro* = grand)
ko (M)	la rivière, le marigot
Kolinbiné (S)	la rivière *(kolé)* noire *(biné)*
Koulountou (M)	rivière où les pirogues *(kouloum)* chavirent *(tou)*
kourou (M)	la pierre ; par extension : montagne, plateau
Mandingue ou *Manding* (plateau)	ensemble de groupes ethniques : les gens du Mandé
nebka (H)	petite dune qui se forme à l'abri d'un obstacle : généralement derrière une touffe de végétation
niayes (W)	dépression marécageuse ; inondée par les fluctuations de la nappe phréatique
Niéri-Ko (M)	la rivière *(ko)* du Niéri (ancienne province)
Niokolo-Koba (M)	la grande *(ba)* rivière *(ko)* du Niokolo (ancienne province)
oglat, pl. *ogol (H)*	puits de faible profondeur ; creusé généralement dans la nappe alluvionnaire
oualo (P)	ensemble des terres inondées chaque année par la crue du fleuve
reg (ou *rag*) *(H)*	terrain plat recouvert de graviers, les éléments les plus fins ayant été vannés par déflation éolienne
sebkha (H)	dépression caractérisée par la présence de dépôts salins et par l'absence de végétation
tamourt (H)	mare temporaire alimentée par la crue ou les pluies et bordée d'*Acacia nilotica*
tanne (W)	terre salée inculte ; correspond généralement au schorre
tâyâret (H)	lit ensablé d'un ancien oued entaillé dans les dunes
Tiokoye (M)	l'eau *(dio)* blanche *(koye)*
vendou (P)	mare temporaire ou permanente

Table des figures dans le texte

TOME 1

INTRODUCTION

1. Position des bassins des fleuves Sénégal et Gambie en Afrique occidentale 38
2. Localisation des recherches effectuées dans les deux bassins fluviaux et au Sénégal occidental 42

PREMIÈRE PARTIE

3. Coupes géologiques à travers les bassins du Sénégal et de la Gambie. (Dépliant) . . face p. 68
4. Grandes unités géologiques de l'Afrique de l'Ouest, d'après G. Rocci (1965) 74
5. Les transgressions marines depuis le Secondaire au Sénégal et dans le Sud-Ouest de la Mauritanie 80
6. Croquis structural des bassins-versants du Sénégal et de la Gambie 87
7. Le déplacement du front intertropical au cours de l'année, d'après les planches 11, 12, 13 de l'*Atlas international de l'Ouest africain* 93
8. Anémogrammes. Direction et vitesse des vents au sol (période 1951-1955) à Akjoujt, Kayes, Labé, Podor et Saint-Louis 96
9. Courbes vitesse-durée du vent (1951-1955), d'après I. CHÉRET 97
10. Les pluies annuelles sur les deux bassins fluviaux (période 1931-1960). 99
11. Régimes pluviométriques, d'après les relevés de 1931 à 1960 101
12. Les pluies quotidiennes à Kédougou. Présentation de cinq années types 102
13. Les pluies quotidiennes à Kaédi. Présentation de cinq années types 103
14. Variations interannuelles des pluies à Kaédi, Kayes, Kédougou, Labé et Podor de 1931 à 1960 106
15. Températures : maxima et minima moyens (Tx – Tn), 1951-1960, aux stations de Kayes, Labé, Podor, Saint-Louis 110
16. Humidité relative : maxima et minima moyens (Ux – Un), 1951-1960, aux stations de Kayes, Labé, Podor, Saint-Louis 112
17. Évaporation moyenne quotidienne en millimètres (valeurs corrigées) à Linguère, Podor, Saint-Louis, Tambacounda 114
18. Diagrammes ombrothermiques des stations de Kayes, Labé, Podor, Saint-Louis 116
19. Indice xérothermique. Nombre de jours biologiquement secs au cours de la période sèche, d'après la carte bioclimatique d'EMBERGER, GAUSSEN et autres (1962) 117
20. Observations de microclimatologie à Tinkoto (Sénégal oriental). Relevés des températures (en °C) et de l'humidité relative (en %) de janvier à avril 1964 120
21. Observations de microclimatologie à Tinkoto (Sénégal oriental). Relevés des températures (en °C) et de l'humidité relative (en %) en mai 1963 121
22. Variations de température le 12 avril 1951 sur le bowal de Tjangel Bori (Fouta Djalon), d'après J. D'HOORE (1954) 122
23. Rosée en cg par dm² à Dakar et Bambey, mois d'avril 1946, d'après H. MASSON (1948) . . 123
24. Profils en long schématiques du Sénégal, de ses branches supérieures et de la Gambie . . . 128

25. Profil en long du fleuve Sénégal de Bakel à Saint-Louis, établi par la Mission d'Aménagement du Sénégal (M.A.S.) 130
26. Les pluies et les hauteurs d'eau sur le Bafing supérieur en 1954 dans le secteur pilote de la source du Bafing 132
27. Hauteurs d'eau du fleuve Sénégal aux principales escales pendant la crue de 1956, d'après les relevés de la M.A.S. 133
28. Fluctuations dans les hauteurs des crues du Sénégal à Podor, selon les études de la M.A.S. . 135
29. L'inondation de la vallée du Sénégal. Évolution du stockage dans les lits majeur et mineur entre Bakel et Dagana au cours de la crue de 1964, d'après la monographie hydrologique de l'O.R.S.T.O.M., 3e partie 136
30. Le secteur maritime du fleuve Sénégal. Distance de propagation de la marée en fonction du débit fluvial, d'après la monographie hydrologique de l'O.R.S.T.O.M., 3e partie . . . 142
31. Les débits annuels du fleuve Sénégal à Bakel, période 1903/4-1967/8, d'après le rapport Motor-Columbus (1969) 144
32. Les débits solides de la crue du Sénégal. Charges moyennes d'éléments en suspension au cours des crues de 1953, 1955 et 1956 à Bakel et à Dagana (en mg/l) 146
33. Les fluctuations du niveau du lac Rkiz de 1950 à 1956, d'après les études de la M.A.S. . . 149
34. Coupe schématique des niayes avec les positions de la nappe phréatique 152
35. Les nappes phréatiques du Sud-Ouest de la Mauritanie et du Sénégal septentrional, d'après P. Elouard (1959), H. Paloc (1962), J. Depagne et H. Moussu (1967) 155
36. Physionomie générale de la végétation du Ferlo sablonneux, selon A. Naegelé 163
37. Représentation schématique de la végétation du Ferlo des cuirasses, d'après A. Naegelé . . 164
38. Paysages végétaux du Niokolo-Koba (Sénégal oriental), selon les coupes de J. Adam (*in* G. Roure, 1956) 166
39. Végétation des massifs centraux du Fouta Djalon, d'après R. Schnell (1960) 171
40 A. Les principales formations végétales de la vallée du Sénégal. Coupe schématique Nord-Sud, d'après A. Naegelé 176
40 B. Représentation schématique de la végétation dans le Delta du Sénégal, d'après A. Naegelé 176
41. Domaines morphoclimatiques s'étendant sur les bassins des fleuves Sénégal et Gambie . . 187

Deuxième partie

42. Fragmentation des grès en milieu tropical sec 196
43. Versant gréseux des plateaux de l'Assaba (Mauritanie centrale) 198
44. Coupe schématique de l'altération et des sols dans les régions tropicales d'Afrique, d'après G. Rougerie, avec quelques modifications 202
45. Épaisseur des altérites en fonction du modelé et de la circulation des eaux phréatiques . . 207
46. Chaîne de sols à Saraya (Sénégal oriental), d'après les travaux du C.E.A. 209
47. Coupes types de la zone d'altération des dolérites dans le domaine guinéen (Konkouré), d'après J. P. Lajoinie 212
48. Profils de puits de la butte de Ouassa (Sénégal oriental), établis par R. Brosset en 1961 (prospection du B.R.G.M.) 216
49. Analyses chimiques : roches éruptives et métamorphiques 224
50. Analyses chimiques : roches sédimentaires 224
51. Profils de cuirassement sur plateaux et versants latéritiques du Plateau Mandingue et des Monts Bassari, d'après des puits de recherche (P) et des coupes de corniches (C) 233
52. Profils de cuirassement sur glacis au Sénégal oriental, d'après des puits de recherches (travaux du B.R.G.M.) 235
53. Variations des teneurs en fer, alumine et silice des profils de cuirassement sur plateaux et versants latéritiques 239
54. Variations des teneurs en fer (Fe_2O_3) des profils de cuirassement sur glacis 242
55. Type de relief cuirassé monoclinal et évolution des niveaux indurés 250
56. Les études pédologiques dans les deux bassins fluviaux et au Sénégal occidental. Travaux effectués jusqu'en 1968 259
57. Profils types de sols des bassins du Sénégal et de la Gambie, d'après P. Audry (A), Ph. Duchaufour (D), R. Maignien (M) 261
58. Répartition des principaux sols au Sénégal et en Gambie, d'après C. Charreau, R. Fauck (1965) et R. Maignien (1965) 263
59. Chaîne de sols en zone sahélienne, selon P. Audry 265
60. Toposéquence dans la région de Goudiri (Sénégal oriental), d'après J. C. Leprun (1967) . . 275
61. Coupe schématique de la basse vallée du Sénégal dans la région de Podor. Les relations entre le microrelief, la submersion et les sols 276

62. Répartition des sols sur le massif de Bandafassi (Sénégal oriental), d'après les travaux de l'O.R.S.T.O.M. 284

TROISIÈME PARTIE

63. Schéma du modelé et de l'évolution géomorphologique des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie 293
64. Extension de la deuxième surface d'aplanissement dans le Fouta Djalon oriental. Situation des plateaux latéritiques étudiés 296
65. Coupe schématique du relief des hauts bassins portant des lambeaux cuirassés des vieilles surfaces 298
66. Monts Bassari dans la région de Taourou (Guinée septentrionale) 300
67 A. Rebords des plateaux latéritiques dans la région de Dongol Sigon (Fouta Djalon oriental) . 309
67 B. Bowal de Guingan (Monts Bassari), rebord ouest 309
68. Modelé du bowal Kimbéli dans le Plateau Mandingue méridional 312
69. Bowal Kimbéli-plateau. Coupes et analyses des formations latéritiques 313
70. Petits bowé bauxitiques près du bord sud-ouest du massif de Bafoulabé 319
71. Massif de Bafoulabé. Coupes et analyses des formations latéritiques 320
72. Réseau hydrographique lors du second aplanissement (Albien ?) 324
73. Les formations du Tertiaire dans la partie orientale du bassin sédimentaire 329
74. Réseau hydrographique lors du troisième aplanissement au Lutétien 331
75. Formations gréseuses du Lutétien (faciès littoral). Analyses granulométriques et morphoscopiques 332
76. Creusement de la dépression de la Falémé et les témoins des niveaux cuirassés 338
77. Dépôts postlutétiens, coupes de sondages et de puits du Sénégal septentrional 341
78. Dépôts du Continental terminal. Analyses granulométriques et morphoscopiques 342
79. Dépôts marins du Miocène (?) : sondage de Toundou Besset (Delta du Sénégal). Analyses granulométriques et morphoscopiques 346
80. Structure et modelé du Ferlo. Déformations tectoniques et évolution morphologique au cours du Tertiaire et du Quaternaire 349
81. Réseau hydrographique et modelé à la fin du Pliocène 353
82. Coupe géologique et géomorphologique du bassin du Gorgol (Sud-Ouest de la Mauritanie) . . 354
83. Formes du relief intermédiaire dans le Plateau Mandingue méridional 356
84. Bowal Kimbéli-versants. Coupes et analyses des formations latéritiques 359

TOME 2

QUATRIÈME PARTIE

85. Croquis géologique et géomorphologique des environs de Ouassa (Sénégal oriental) 380
86. Coupe de glacis cuirassé à Ouassa, à l'Est de la butte 380
87. Croquis géologique et géomorphologique des environs de Tinkoto (Sénégal oriental) . . . 382
88. Coupes des glacis cuirassés de Tinkoto, secteur nord-est 383
89. Schéma de la formation des glacis étagés du secteur nord-est de Tinkoto (Sénégal oriental) . 385
90. Galets des terrasses anciennes (long. 4-6 cm) de la Falémé et de la moyenne Gambie : indice d'émoussé E_1 394
91. Croquis géomorphologique de la vallée de la Falémé en amont de Satadougou 404
92. Croquis géomorphologique de la vallée de la Falémé dans les environs de Gourbassi . . . 405
93. Héritages de la morphogenèse au Quaternaire ; prédominance régionale des types de modelé 406
94. Position des dépôts graveleux inactuels le long de la Falémé et du Sénégal en aval du confluent 407
95. Dégradation du moyen glacis au Nord de Ouassa (Sénégal oriental) 410
96. Croquis géomorphologique de la vallée de la moyenne Gambie dans le secteur Kédougou-Samékouta 412
97. Profils en long de certains affluents de la Gambie et de la Falémé : Tiokoye, Diarha, Samali, Niokolo-Koba, Diguinkili (d'après les cartes topographiques au 1/200 000) 413
98. L'évolution de la basse vallée du Gorgol pendant le Quaternaire moyen et récent . . 415
99. Terrasses anciennes du Gorgol, galets de quartz (long. 4-6 cm) : indice d'émoussé E_1 . . 416
100. Dépôts du bas glacis. Analyses granulométriques et morphoscopiques 418
101. Modelé et dépôts quaternaires sur les formations gréseuses du Continental terminal (C.t.) . . 431
102. Croquis géomorphologique et géologique du Delta du Sénégal 438

103. Sables argileux du Tafaritien (?) : sondage de Toundou Besset (Delta du Sénégal). Analyses granulométriques et morphoscopiques 441
104. Les formations du Quaternaire sur la rive occidentale du lac de Guier à Gnit 445
105. Croquis géomorphologique de la basse Gambie dans la région de Dankunku 462
106. Croquis géomorphologique et géologique de la région estuarienne de la Gambie 464
107. Schéma morphoclimatique et hypothèse chronologique du Quaternaire ancien et moyen dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie (latitude : 10°30′ à 17°30′ Nord) 471

CINQUIÈME PARTIE

108. L'évolution géomorphologique dans le bassin du fleuve Sénégal au Quaternaire récent selon les fluctuations du climat et du niveau de la mer 478
109. Coupe géologique du lit mineur du Sénégal près de Richard-Toll (à 3,5 km en amont de l'escale) 480
110. Coupes des vallées de la Gambie, de la Falémé et du Bakoy. Les dépôts alluviaux du Quaternaire récent en contrebas des glacis et terrasses graveleuses 481
111. Nappes alluviales de galets de la Falémé et de la moyenne Gambie : médianes des indices d'émoussé du 1er et 2e ordre 482
112. Cours moyen de la Falémé. Minéralisation des alluvions graveleuses d'après les recherches de J. MARCHESSEAU (1959) 488
113. Profil en long de la Kolinbiné et de ses branches supérieures 491
114. Croquis géomorphologique des environs de Bogué (basse vallée du Sénégal) 493
115. Coupes des sondages de Bogué, implantés sur la berge et dans le lit du Sénégal 494
116. Sondages de Bogué. Série de base : sable et gravier. Granulométrie 495
117. Réseau hydrographique et dépôts lors de la grande phase aride de l'Ogolien 497
118. Les ergs de dunes rouges ogoliennes en bordure de la basse vallée du Sénégal 499
119. Les niayes et l'erg ogolien du Cayor dans la région de Mboro 502
120. Dunes rouges (Ogolien) : secteur de Bogué. Analyses granulométriques et morphoscopiques 504
121. Dunes rouges (Ogolien) : Delta et haut bassin du Sénégal. Analyses granulométriques et morphoscopiques 505
122. Plateau Mandingue occidental : dépôts lors de la phase aride de l'Ogolien 511
123. Premier remblai : vallées du Bafing et du Bakoy. Analyses granulométriques et morphoscopiques 513
124. Croquis géomorphologique de la vallée du Sénégal près de Kayes 515
125. Premier remblai. Vallée du Sénégal : région de Matam. Granulométrie 517
126. Premier remblai : Gambie – Diarha – Tiokoye. Granulométrie 518
127. Le bassin de Dongol Sigon entouré de hauts plateaux (Fouta Djalon oriental) 524
128. Remplissages des bassins dans le Fouta Djalon. Granulométrie 525
129. Dépôts sur des bowé du Fouta Djalon et du Plateau Mandingue. Granulométrie 526
130. Les effets des variations climatiques et eustatiques au Quaternaire sur la morphogenèse dans la zone tropicale sèche d'Afrique occidentale 532-533
131. Croquis géomorphologique des environs de Mboro (Sénégal occidental) 541
132. Bordure de la basse vallée du Sénégal au Nord-Ouest de Dagana 551
133. Premier et deuxième remblais aux environs de Kayes. Analyses granulométriques et morphoscopiques 555
134. Dépôts du deuxième remblai : affluents et vallée inférieure du Sénégal. Analyses granulométriques et morphoscopiques 558
135. Évolution de la basse vallée du Sénégal depuis la dernière transgression 565
136. Croquis géomorphologique de la région de Saint-Louis. Faciès et âges des dépôts du Quaternaire récent 567
137. Sables du Nouakchottien : basse vallée du Sénégal et sondages de Bogué. Analyses granulométriques et morphoscopiques 573
138. Coupes des dépôts marins et littoraux de la région de Saint-Louis 578
139. Répartition latérale des faciès d'un cordon littoral, type « Langue de Barbarie » 581
140. Dépôts de la région de Saint-Louis : sables marin et lagunaire – cordons littoraux. Analyses granulométriques et morphoscopiques 582
141. Hautes levées postnouakchottiennes du Sénégal et de certains affluents. Granolumétrie . . 592
142. Principaux stades de l'évolution de l'extrémité sud-ouest de la région du Delta 604

SIXIÈME PARTIE

143. Coupes des hauts reliefs du Fouta Djalon central 610
144. Croquis géomorphologique de la partie sud-ouest du plateau de Pita (Fouta Djalon central) . 611
145. Coupes des grands plateaux latéritiques du Fouta Djalon oriental 613
146. Coupes à travers les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon 615
147. Les reliefs gréseux au Sud de Kédougou, formant la première « marche d'escalier » du Fouta Djalon 616
148. Modelé du Plateau Mandingue méridional et extension des cuirasses latéritiques ou ferrugineuses 618
149. Croquis géomorphologique de la vallée du Bakoy dans les environs de Warakoro (Plateau Mandingue septentrional) 620
150. Coupes dans la région de Kayes et dans les bassins du Karakoro et de la Kolinbiné . . . 621
151. Structure et relief de l'extrémité nord-ouest du Plateau Mandingue (géologie d'après C. BENSE, 1961) 622
152. L'escarpement de Tambaoura près du Mont Bagui (coupe de C. BENSE et P. MICHEL) . . . 622
153. Les reliefs de la « boucle » de la Gambie (Sénégal oriental). Massifs résiduels et glacis cuirassés 626
154. Coupe schématique d'un interfluve dans le secteur de Niokolo-Koba 628
155. Coupe de la vallée de la Gambie à Ba Foula Bé (confluent du Niokolo-Koba) 630
156. Structure et modelé de la région de Bakel et de la basse Falémé, au contact des sédiments du Tertiaire avec le Paléozoïque plissé et le socle birrimien 630
157. La vallée du Térékolé en aval de Yélimané. Croquis géomorphologique et coupe 632
158. La vallée du Karakoro aux environs de Kankossa, entaillant l'erg ogolien 633
159. Rebord occidental du plateau de l'Assaba au Sud de la passe de Soufa 636
160. Crêtes appalachiennes des Monts Oua Oua à l'Ouest de Mbout (bassin du Gorgol Noir) . . 637
161. Coupes montrant les microreliefs et la submersion de la vallée alluviale du Sénégal (rive gauche) 639
162. Formation d'anciens deltas de rupture de levée dans la vallée du Sénégal 640
163. Coupe de la rive sud de la Gambie à la hauteur de la route transgambienne 645
164. La vallée du Bafing aux environs de Bafing Makana (Plateau Mandingue méridional) . . 649
165. Seuil de Sénoudébou sur la basse Falémé, d'après J. P. BASSOT (1962). 655
166. L'érosion de la rive concave du Sénégal à l'escale de Matam, d'après la comparaison de différents plans 658
167. Bancs de sable du Sénégal et de défluents. Granulométrie 660
168. Buttes de grès du Tertiaire en bordure des vallées du Sénégal et du Gorgol inférieur . . . 663
169. Coupe schématique du relief de la partie occidentale du Mali. Hypothèse de l'évolution géomorphologique 676
170. Les réseaux du Bakoy et du Niger-Tinkisso. Croquis du bassin de Siguiri et profils en long . . 678

Liste des tableaux

TOME 1

1. Situation des principaux postes météorologiques, dont les observations sont utilisées dans cette étude 92
2. Nombres moyens mensuels et annuels de jours de pluie (1931-1960) 100
3. Pourcentage des précipitations du mois d'août par rapport aux pluies annuelles 100
4. Pourcentage des différents types de précipitations à Saint-Louis et à Tambacounda, d'après G. DELORME (1963) 104
5. Répartition des hauteurs annuelles de précipitations par quintiles pour la période 1931-1960 à Labé, Kédougou, Kayes, Matam, Saint-Louis, Kaédi et Podor 105
6. L'irrégularité croissante des pluies du Sud au Nord. (Le pourcentage des précipitations maxima et minima, par rapport à la moyenne annuelle) 107
7. Variation de la hauteur annuelle et du nombre de jours de pluie pendant la période 1931-1960 à Podor, Matam, Kédougou et Dalaba 108
8. Les températures et amplitudes moyennes à Podor, Saint-Louis, Kayes et Labé 109
9. Intensité des pluies, énergie globale et index-pluie. Observations faites à Séfa (Moyenne-Casamance) en juillet 1966 par l'I.R.A.T. 125
10. Temps de propagation du maximum de la crue du Sénégal (en jours) 134
11. Débits maximaux du Sénégal et de la Falémé. Comparaison avec ceux du Niger supérieur . . 134
12. Remontées maximales annuelles du biseau salé, d'après l'étude O.R.S.T.O.M. (1968, 3e partie) 141
13. Modules du Sénégal (de ses différentes branches, de la Falémé et de son cours inférieur). . . 143
14. Formation de patine sur les grès de Kita. Analyses de P. JAEGER et M. JAROVOY (1952) . . . 219
14 A. Coupes de trois puits du bowal Sibiko (région de Tougué). 306
14 B. Le profil bauxitique. Synthèse des expériences de G. PÉDRO 306
15. Minéraux déterminés aux rayons X. Profils de latérite de la 3e surface d'aplanissement . . 314
16. Minéraux déterminés aux rayons X. Argiles marines de l'Éocène 328
17. Minéraux déterminés aux rayons X. Argiles du Continental terminal 344
18. L'évolution géomorphologique antéquaternaire des bassins du Sénégal et de la Gambie . . . 350
19. Minéraux déterminés aux rayons X. Profils de latérite du relief intermédiaire 360

TOME 2

20. Nomenclature des glacis et terrasses anciennes 378
21. Analyses chimiques. Niveaux indurés des haut et moyen glacis 389
22. Minéraux déterminés aux rayons X. Matériaux des glacis du Quaternaire ancien et moyen . . 390
23. Matériel de la moyenne terrasse du Gorgol 414
24. Matériel de la basse terrasse du Sénégal 425
25. Minéraux déterminés aux rayons X. Sondage de Toundou Besset – Delta du Sénégal . . . 442
26. Spectres pétrographiques des graviers sous berge le long de la Gambie 484
27. Minéraux déterminés aux rayons X. Sable des dunes rouges et sables argileux de base . . . 508
28. Minéraux déterminés aux rayons X. Premier remblai sablo-argileux 520

29. Minéraux déterminés aux rayons X. Limons éoliens et dépôts argileux de cuvettes . . . 528
30. Minéraux déterminés aux rayons X. Argiles compactes ou sableuses ; niveau III des sondages de Bogué et alluvions anciennes de la vallée du Sénégal 545
31. Minéraux déterminés aux rayons X. Dépôts du deuxième remblai 559
32. Minéraux déterminés aux rayons X. Sondages de Richard-Toll et de Rosso – Delta du Sénégal 562
33. Minéraux déterminés aux rayons X. Sédiments du Nouakchottien – Basse vallée du Sénégal . 574
34. Nomenclature et chronologie des dépôts du Quaternaire récent de la vallée et du Delta du Sénégal 580
35. Minéraux déterminés aux rayons X. Hautes levées post-nouakchottiennes 594
36. Minéraux déterminés aux rayons X. Cuvettes argileuses de la vallée du Sénégal 641
37. Les principales phases de la morphogenèse au Quaternaire dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie 672

Table des photographies

TOME 1

1 — Paysage du Fouta Djalon oriental, au Nord-Est de Salambandé (Guinée).
2 — Aspects du modelé au Sénégal oriental, à l'Ouest de Kossanto.
3 — La vallée alluviale du Sénégal à Bogué (Mauritanie).
4 — Les alignements de dunes rouges fixées du Brakna, au Nord-Ouest de Bogué.
5 — Affleurement de schistes du Birrimien près de Kossanto.
6 — Couches gréseuses monoclinales de l'Infracambrien au sommet de la « falaise » de Tambaoura.
7 — Tillite à la base de la série du Cambrien inférieur dans la région de Kankossa (Mauritanie).
8 — Le Mont Loura à l'extrémité nord du massif de Mali (Guinée).
9 — La montagne de Nangagni dans les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon.
10 — Le sommet du grand sill de dolérites de la montagne de Nangagni.
11 — Les chutes de Gouina sur le Sénégal au passage du maximum de la crue, en août.
12 — Les mêmes chutes au début des basses eaux, en décembre.
13 — Les mêmes chutes à l'époque de l'étiage, début juin.
14 — Le seuil de Wouroli sur la moyenne Gambie en période de basses eaux (mars-avril).
15 — La basse Falémé à Kidira lors de son étiage (début juin).
16 — Steppe arbustive sur les dunes rouges du Trarza (Sud-Ouest de la Mauritanie).
17 — La savane arborée au Sénégal oriental en début de saison sèche (novembre).
18 — Petite forêt-galerie sur le Plateau Mandingue méridional (Mali).
19 — Mangrove à *Rhizophora* au bord de la ria de la basse Gambie.
20 — La grande niaye de Mboro dans sa partie aval (Sénégal occidental)
21 — Feux de brousse sur la Plateau Mandingue septentrional, près de Kayes.
22 — Gros bloc de grès fendu par les variations de température et d'humidité.
23 — Grande corniche de grès quartzite près du rebord oriental de l'Assaba.
24 — Glacis d'érosion dans les grès tendres de l'Afollé méridional.
25 — Altération des dolérites le long d'une falaise aux alentours de Dakar.
26 — Fragmentation de métabasites du Birrimien près de Tinkoto (Sénégal oriental).
27 — Blocs de grès patiné sur un bas glacis du Plateau Mandingue septentrional.
28 — Dalles de bauxite blanche sur un bowal près de Dongol Sigon (Fouta Djalon oriental).
29 — Blocs de cuirasse ferrugineuse formée sur granite au Nord de Kanéméré (Sénégal oriental).
30 — Fragment d'une cuirasse ferrugineuse à texture conglomératique.
31 — La surface cuirassée d'un glacis balayée par le ruissellement près de la moyenne Gambie.
32 — Entaille de la cuirasse ferrugineuse du moyen glacis au Nord-Est de Tinkoto.
33 — Niveau induré par le fer formant un seuil sur le Balé, affluent du Bafing.
34 — Vaste plateau latéritique de la deuxième surface d'aplanissement au Sud de Dongol Sigon.
35 — Niveaux étagés dans la partie méridionale du massif doléritique de Bafoulabé.
36 — Haut bowal piqueté de termitières « champignons » sur le Plateau Mandingue méridional, en saison sèche.
37 — Rebord du plateau cuirassé de Tiaguissi dans les Monts Bassari (Guinée septentrionale).
38 — Grotte à la base des formations latéritiques de la butte d'Akoul dans les Monts Bassari.
39 — Une partie du bowal Kimbéli dans le secteur Sud-Ouest du Plateau Mandingue.
40 — Aspect du relief intermédiaire à l'Ouest de Ségouma, Plateau Mandingue méridional.
41 — Crête appalachienne des Monts Oua Oua dans la région de Mbout (Mauritanie).
42 — L'extrémité ouest du Plateau Mandingue et la « falaise » de Tambaoura dans le secteur de Kéniéba.

TOME 2

43 — Haut glacis cuirassé au pied de la « falaise » de Tambaoura, en saison sèche.
44 — Rebord d'un haut glacis au Nord de Yélimané, près de la frontière Mali-Mauritanie.
45 — Déblais d'un puits d'étude sur le moyen glacis au pied de la montagne de Ouassa.
46 — Le moyen glacis cuirassé au Nord-Est de Tinkoto (Sénégal oriental).
47 — Plateau cuirassé dominant la vallée de la Gambie, au Sud de Tambacounda.
48 — Poudingue de la moyenne terrasse de la Gambie à 1 km au Nord de Kédougou.
49 — Nappes alluviales inactuelles du Karakoro à Kouroudjel, 40 km au Sud de Kiffa.
50 — La basse terrasse de la Falémé à 1 km en aval de Fékola (Mali).
51 — Dépôts de calcaires lacustres à Diaré Mbolo, au Sud–Sud-Ouest de Bakel.
52 — Niveau ferrugineux au cap Salitor Point sur le littoral de la Gambie.
53 — La Silamé à 5 km de son confluent avec la haute Gambie, au Fouta Djalon.
54 — Les graviers sous berge de la moyenne Gambie près de Samékouta, en aval de Kédougou.
55 — Les dépôts de la basse Falémé à 2 km en aval de Tomboura (Sénégal oriental).
56 — L'entaille du Wadou, branche septentrionale de la Kolinbiné, en aval des chutes de Toya.
57 — La vallée du Térékolé, branche méridionale de la Kolinbiné, à sa sortie du massif de dolérites.
58 — L'erg ogolien du Trarza et la basse vallée du Sénégal au Nord-Est de Dagana.
59 — Le lit mineur de la moyenne Gambie à l'étiage (en mai) près de Kédougou.
60 — La terrasse du premier remblai du Sénégal à Ogo, au Sud-Ouest de Matam.
61 — Gros éboulis de dolérite sur le flanc nord du Mont Loura (massif de Mali).
62 — La terrasse marine de Nouakchottien au Sud de Saint-Louis.
63 — Niveau nouakchottien du Cape St. Mary à l'embouchure de la Gambie (côté sud-ouest).
64 — La berge du Doué près de Lérabé, au Sud-Est de Podor (basse vallée du Sénégal).
65 — Un îlot de dune rouge dans la partie sud-ouest du Delta du Sénégal.
66 — Coupe d'un ancien cordon littoral dans le Delta à 7 km au Nord-Est de Saint-Louis.
67 — Dunes littorales vives dans le secteur des niayes au Sud-Ouest de Mboro.
68 — Les formations alluviales de la vallée du Sénégal entre Kaédi et Bogué.
69 — La berge du Sénégal à Moudéri, 30 km en aval de Bakel (feuille Sélibabi).
70 — Haute levée post-nouakchottienne du Koundi, ancien bras du Sénégal, entre Dar-el-Barka et Podor.
71 — Le modelé du massif de Mali dans le secteur de Bara (Fouta Djalon central).
72 — Relief gréseux de la « montagne » de Kita dans le Plateau Mandingue septentrional.
73 — Vue partielle de la « mare » Magui au Nord-Est de Kayes, dans le bassin de la Kolinbiné.
74 — Paysage du socle birrimien dans le bassin supérieur du Niokolo-Koba, au Sénégal oriental.
75 — Le modelé, les cours d'eau et la végétation dans le bassin supérieur du Gorgol Noir.
76 — Sommet d'un méandre du Sénégal à Sadel, entre Matam et Kaédi.
77 — Vue d'ensemble de la vallée du Sénégal à Matam.
78 — Les terrains dénudés du Delta entre Richard-Toll et Ross Béthio.
79 — Cuvette argileuse dans la vallée du Sénégal près d'Ornoldé (en amont de Matam).
80 — Le lit du Bafing dans le Plateau Mandingue méridional à 6 km en aval de Bindougou.
81 — La forêt-galerie sur la berge du Bafing dans un bief en amont des rapides de Soukoutali.
82 — Grand seuil de dolérite sur le Bafing à 2,5 km en amont de Bindougou.
83 — Ravinement de la terrasse du premier remblai du Sénégal aux environs de Kayes.
84 — Cirque d'érosion dans le premier remblai sur la basse Falémé près de Sansandé.
85 — Alvéole en voie de stabilisation dans le secteur de Bafoulabé.
86 — Méandres du Baoulé dans son cours moyen, en secteur nord-soudanien.
87 — Chenal d'écoulement à l'étiage au seuil de Billy sur le Bakoy.
88 — Vue d'ensemble des chutes de Félou sur le Sénégal en période de basses eaux.
89 — Sapement de dunes ogoliennes par le Doué à Mbantou dans la basse vallée du Sénégal.
90 — Fond d'une cuvette argileuse mal vidangée dans la basse vallée du Gorgol.
91 — Butte de grès éocènes au Nord-Ouest de Maghama (feuille Sélibabi).

Table des matières

Tome 1

Sommaire 7
Résumé 11
Abstract 21
Avant-propos 31

INTRODUCTION

A. Les paysages 39
1. *Le réseau hydrographique — les limites des deux bassins* 39
2. *Présentation du relief* 41
a. Les hauts bassins 41
b. Les basses vallées et leurs bordures 44
B. Déroulement des recherches 46
1. *Études antérieures (1900-1954)* 46
2. *Recherches personnelles* 48
3. *Documentation photographique et cartographique* 51
C. Principaux problèmes et plan de l'étude 55

Première partie

LES FACTEURS DE LA MORPHOGENÈSE

I. LES DONNÉES GÉOLOGIQUES 61
A. Les roches du socle antécambrien 62
1. *Les séries métamorphiques* 62
2. *Les intrusions de granites* 63

B. Les formations du paléozoïque 65
1. *L'Infracambrien sédimentaire* 65
a. Plateau Mandingue 66
b. Nord-Est du Fouta Djalon 66
2. *Le Cambrien et l'Ordovicien tabulaires* 67
a. Région de Kayes-Assaba 67
b. Fouta Djalon central 69
3. *Les zones à roches plissées et métamorphiques* 70
a. Régions de Bakel et de Mbout 70
b. Moyenne Gambie 72
c. Les mouvements tectoniques 73
4. *Les venues de dolérites* 75
a. Extension et modes de gisement 75
b. Métamorphisme de contact 77
c. Leur âge 77
C. Les séries sédimentaires du Crétacé et du Tertiaire 78
1. *Les dépôts crétacés* 79
2. *L'Éocène* 81
a. Les niveaux antélutétiens 81
b. La sédimentation pendant le Lutétien 82
3. *Les formations post-éocènes* 84
a. Les petits golfes miocènes 84
b. La sédimentation continentale 85
D. Conclusion : les grands traits de la structure 86

II. LE MILIEU MORPHOCLIMATIQUE 91
A. Les conditions climatiques 91
1. *Les mécanismes généraux* 92
2. *Les vents* 94
a. Vents réguliers 95
b. Vents locaux 97
3. *Les pluies* 98
a. Répartition sur les bassins-versants 98
b. Fréquences et intensités 100
c. Irrégularité interannuelle 105
4. *Les autres composants du climat* 108
a. Les régimes thermiques 109
b. L'humidité relative et la rosée 111
c. L'évaporation 113
5. *La sécheresse* 114
6. *L'importance des microclimats* 117
a. Température et humidité au sol 118
b. Autres éléments mesurés 123
B. Les eaux superficielles et souterraines 126
1. *Les cours d'eau* 127
a. Les profils des grandes rivières 127

b. Les crues 131
c. Le tarissement 139
d. Les débits cumulés, les modules et les débits spécifiques des deux fleuves . 143
e. Les débits solides du Sénégal 145

2. *Les eaux stagnantes et les nappes phréatiques* 148
a. Les lacs et mares du Trarza et du Ferlo 149
b. Les niayes 152
c. Les nappes des séries du Tertiaire 153
d. Les eaux dans les formations paléozoïques et antécambriennes . . . 157

C. Le couvert végétal 160

1. *Les formations zonales* 161
a. Les steppes sahéliennes 161
b. Les savanes soudaniennes 165
c. Forêts et savanes guinéennes 169

2. *Les peuplements azonaux* 172
a. Les bowé 172
b. Les vallées alluviales 173
c. Les régions estuariennes et littorales 177
d. Végétations relictuelles 180

3. *L'intervention de l'homme* 181

D. Conclusion : les domaines morphoclimatiques 186

Deuxième partie

LA DÉCOMPOSITION DES ROCHES ET SES PRODUITS

I. LES ASPECTS DE L'ALTÉRATION 193

A. La fragmentation 193

1. *Les processus* 193
2. *Le morcellement des grès* 195
3. *La désagrégation des roches cristallines et métamorphiques* 198

B. L'attaque chimique 200

1. *Facteurs généraux et locaux* 200
a. Le rôle de la lithologie 201
b. La durée de l'attaque et le modelé 206

2. *L'altération latéritique* 209
a. Types de profils 211
b. L'influence de la nappe phréatique et de la topographie 212

3. *La décomposition en milieu moins humide* 214
a. Domaine soudanien 215
b. Domaine sahélien 217

4. *Les actions superficielles* 218
a. Les patines 218
b. Les croûtes d'altération 221

C. La résistance des roches 222
1. *Les roches éruptives et métamorphiques* 222
2. *Les roches sédimentaires* 224
3. *L'échelle de dureté* 226

II. LE PHÉNOMÈNE DE CUIRASSEMENT 229

A. La formation des cuirasses 230
1. *Les mécanismes* 230
a. Concentration et durcissement 231
b. Facteurs de cuirassement 232
c. L'évolution générale des cuirasses 234
2. *Le matériel induré* 237
a. Apports détritiques 237
b. Degrés d'allochtonie 239

B. Les faciès des niveaux indurés 242
1. *Les facteurs pétrographiques* 243
2. *L'influence du milieu* 244
3. *Les variations de faciès dans le profil* 245

C. Conséquences géomorphologiques 248
1. *L'importance des cuirasses dans la morphogenèse* 248
2. *Les modes de désagrégation des cuirasses* 249
a. L'ablation en surface 249
b. Le recul des corniches 251
3. *Le rôle protecteur des revêtements bien indurés* 252
4. *Ruissellement de surface et entaille linéaire* 254

III. LES SOLS ET LEURS RAPPORTS AVEC LE MODELÉ 257

A. Caractéristiques et répartition générale des sols 258
1. *Les sols zonaux* 260
a. Les sols subarides tropicaux 260
b. Les sols ferrugineux tropicaux 265
c. Les sols ferrallitiques 267
2. *Les sols intrazonaux* 270
a. Les vertisols 270
b. Les sols hydromorphes 270
c. Les sols salins et à alcalis 273
d. Les sols minéraux bruts et peu évolués, non climatiques 274

B. Relations entre la géomorphologie et la pédogenèse 275
1. *La vallée du Sénégal et la cuvette du lac Rkiz* 275
2. *L'erg ancien et le plateau du Continental terminal* 278
a. Le Cayor 278
b. Le Ferlo méridional et oriental 278
c. La basse Gambie et la Casamance 279

3. *Les régions à glacis et inselbergs* 280
a. Le Guidimaka 281
b. Le Sénégal oriental 282
4. *Les reliefs du Fouta Djalon central* 284
C. L'IMPORTANCE DES PALÉOSOLS 285

Troisième partie

LES VIEILLES SURFACES COUVERTES DE LATÉRITE

I. LES SURFACES D'APLANISSEMENT DU SECONDAIRE ET DE L'ÉOCÈNE 291
A. LOCALISATION DES TÉMOINS ET EXTENSION DES NIVEAUX 292
1. *La première surface* 292
2. *La deuxième surface* 294
3. *La troisième surface.* 297
B. ÉTUDE DES CUIRASSES LATÉRITIQUES 302
1. *Leur bauxitisation* 303
2. *Bowé de la surface de Dongol Sigon.* 304
a. Secteur de Tougué 304
b. Autres secteurs étudiés 307
3. *Bowé de la surface du Fantofa* 310
a. Fouta Djalon septentrional 310
b. Plateau Mandingue méridional 311
c. Moyenne Gambie et massif de Bafoulabé 317
C. LES PREMIÈRES ÉTAPES DE LA MORPHOGENÈSE 321
1. *La formation des deux premières surfaces* 322
2. *L'aplanissement éocène* 326
a. La sédimentation dans le golfe sénégalo-mauritanien 327
b. Le continent et la disposition du réseau hydrographique 333

II. L'ÉVOLUTION JUSQU'A LA FIN DU TERTIAIRE 337
A. MISE EN PLACE DU CONTINENTAL TERMINAL (C.t.) 339
1. *Les caractères des dépôts* , ... 339
a. Séquence pétrographique 339
b. Étude sédimentologique 340
c. Observations dans les régions littorales 344
2. *Les phases de soulèvement et de sédimentation* 347
a. Déformations du continent africain 347
b. Paléogéographie du bassin sénégalo-mauritanien 348
B. MORPHOGENÈSE DE LA FIN DU PLIOCÈNE 352
1. *Surfaces planes et relief intermédiaire* 352
a. Les pays de bas plateaux et d'inselbergs 352
b. Les massifs des hauts bassins 355

2. *Les cuirasses* 357
a. Régions méridionales 358
b. Régions septentrionales 361

Photographies de 1 à 42.

Tome 2

Quatrième partie

LE FAÇONNEMENT AU QUATERNAIRE ANCIEN ET MOYEN

I. LES GLACIS ET TERRASSES ANCIENNES 377

A. Leur formation 378
1. *Études détaillées de glacis* 379
a. Près de Ouassa et de Kossanto 379
b. Aux alentours de Tinkoto 381
c. Observations dans d'autres secteurs 387
2. *Caractères généraux du modelé et des dépôts* 388
a. Le système des glacis 389
b. Le matériel des terrasses 392
3. *Les principales phases de la morphogenèse* 393
4. *Comparaisons et conclusion* 398

B. Leur extension a l'échelle régionale 402
1. *Les glacis cuirassés et leurs terrasses* 402
a. Le haut glacis et la haute terrasse 402
b. Le niveau du moyen glacis 408
c. Les témoins de la moyenne terrasse 410
2. *Le bas glacis et sa terrasse* 417
a. Le développement du bas glacis 417
b. Les restes de la basse terrasse 420

II. L'ÉVOLUTION DES BASSES VALLÉES ET DES RÉGIONS LITTORALES 429

A. Le Sénégal inférieur et ses bordures 429
1. *La succession des dépôts* 430
a. Bord septentrional, Trarza et Brakna 430
b. Bord méridional, Ferlo et Djolof 433
c. Région du Delta 436
d. Secteur du lac de Guier 444
2. *Mouvement eustatiques et variations climatiques* 446
a. Observations en Mauritanie atlantique et dans la presqu'île du Cap-Vert 447
b. Le problème des fluctuations du niveau marin 450
3. *L'affaissement et l'évolution morphoclimatique* 453
a. L'écoulement ancien 454
b. Les dépôts de sable et de calcaire lacustre 455
c. Le nouveau cours du fleuve 456

B. Les plateaux de la basse Gambie 460
1. *Les niveaux de cuirasse et les restes de poudingue* 460
2. *Morphogenèse et néotectonique* 465
C. Conclusion : essai de chronologie régionale 467

Cinquième partie

LES ÉPISODES MORPHOGÉNÉTIQUES DU QUATERNAIRE RÉCENT

I. LES HÉRITAGES DE LA GRANDE PHASE SÈCHE. 477
A. Le dépôt des graviers sous berge 477
1. *Entaille et alluvionnement* 479
2. *Bassin de la Gambie* 483
a. Dépôts du fleuve 483
b. Ses affluents 485
3. *Bassin du Sénégal* 486
a. Dépôts de la Falémé 486
b. Les branches supérieures du fleuve 489
c. Les affluents de droite 490
d. Le cours inférieur du fleuve 492
B. Les massifs de dunes rouges 496
1. *Aspects généraux* 497
2. *Les ergs occidentaux* 498
a. Les massifs du Trarza et du Brakna 498
b. Le barrage du Sénégal et le massif du Cayor 499
3. *Les ergs du Hodh* 501
4. *Étude du matériel* 503
a. Granulométrie 503
b. Morphoscopie 506
c. Autres caractéristiques 507
C. Autres témoins 509
1. *Le premier remblai* 510
a. Cours supérieur du Sénégal 510
b. Ses affluents et sa moyenne vallée 514
c. Réseau de la Gambie 517
d. Interprétation des analyses 519
2. *Dépôts d'interfluves* 522
a. Éboulis des versants 522
b. Colluvionnement de matériel fin 523
c. Limons éoliens 526
D. Leur importance en Afrique tropicale 529
a. La ceinture de grands ergs 529
b. Principaux témoins en zone humide 531

II. LES RETOUCHES RÉCENTES ET LES DÉPÔTS DES VALLÉES . . . 537

A. Recreusement des vallées et pédogenèse 537

1. *La pulsation humide* 537
a. L'entaille des ergs ogoliens 538
b. Formation de sols 542
c. Les dépôts fins, alluviaux et lacustres 544
d. Ses marques dans d'autres régions 547

2. *La petite phase sèche* 550
a. Remaniement de dunes rouges 550
b. Le deuxième remblai 553

B. La transgression du Nouakchottien 560

1. *La remontée du niveau marin* 560

2. *Le maximum de la transgression* 564
a. Le Delta et la basse vallée du Sénégal 564
b. Les régions côtières et la basse Gambie 569
c. Analyse du matériel 572
d. Datation et conclusion 577

C. L'alluvionnement et la sédimentation littorale 580

1. *L'évolution des golfes nouakchottiens* 580
a. Les cordons littoraux et les plages récentes 581
b. Les lagunes 586

2. *Les hautes levées et le delta du Sénégal* 589
a. L'importance du réseau 589
b. Étude des dépôts 591
c. Aperçu paléogéographique 595

3. *Les changements subactuels* 598
a. Dunes littorales et autres remaniements éoliens 598
b. Les petites levées et la déviation du Sénégal 600

Sixième partie

TRAITS GÉOMORPHOLOGIQUES DES DEUX BASSINS FLUVIAUX

Leur place dans l'ensemble africain

I. GRANDS ASPECTS RÉGIONAUX. 609

1. *Le Fouta Djalon central et septentrional* 609
a. Les hauts reliefs 609
b. Les plateaux latéritiques de Dongol Sigon et de Tougué 612
c. Les contreforts septentrionaux 614

2. *Le Plateau Mandingue* 617
a. Le modelé de la partie méridionale 617
b. Les paysages des régions septentrionales 619
c. Les vallées du Bafing, du Bakoy et du Sénégal 623

3. *Les pays de la Falémé et de la moyenne Gambie* 624
a. Les petits massifs et les inselbergs 624
b. Les paysages de glacis 627
c. Les entailles du réseau hydrographique 629
4. *Plaines et plateaux du Nord* 631
a. Le modelé des bassins de la Kolinbiné et du Karakoro 631
b. Les plateaux de l'Assaba 634
c. Les plaines de l'oued Gharfa et du Gorgol 635
5. *Les basses vallées du Sénégal et de la Gambie* 638
a. La vallée alluviale du Sénégal 639
b. Ses bordures 642
c. La Basse-Gambie 644

II. PRINCIPAUX CARACTÈRES DE LA DYNAMIQUE ACTUELLE . . . 647
1. *Les domaines guinéen et soudano-guinéen* 647
2. *Le domaine soudanien* 651
a. Le façonnement des interfluves 651
b. Les lits des rivières et les transports solides 654
3. *Les régions sahéliennes* 656
a. La vallée alluviale du Sénégal 656
b. Les autres secteurs 661

III. ESSAI DE CORRÉLATIONS 667
1. *Les surfaces d'aplanissement* 667
2. *Les niveaux quaternaires* 671
3. *Comparaison avec le bassin supérieur du Niger* 675

CONCLUSION GÉNÉRALE

A. Formation du relief 681
a. Les vieilles surfaces 682
b. Les glacis et terrasses anciennes 683
c. Les dunes et les vallées alluviales 684
B. Application des recherches 687

BIBLIOGRAPHIE 689

ANNEXES 725
1. *Analyses chimiques de roches* 725
2. *Étude de lames minces* 726
3. *Listes des âges absolus (datations au radiocarbone)* 727
4. *Glossaire des termes géographiques vernaculaires* 731

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE 733
LISTE DES TABLEAUX 739
TABLE DES PHOTOGRAPHIES 741
TABLE DES MATIÈRES 743

Photographies de 43 à 91.

Tome 3

Liste des planches hors-texte et des cartes.

9 PLANCHES HORS-TEXTE EN NOIR.

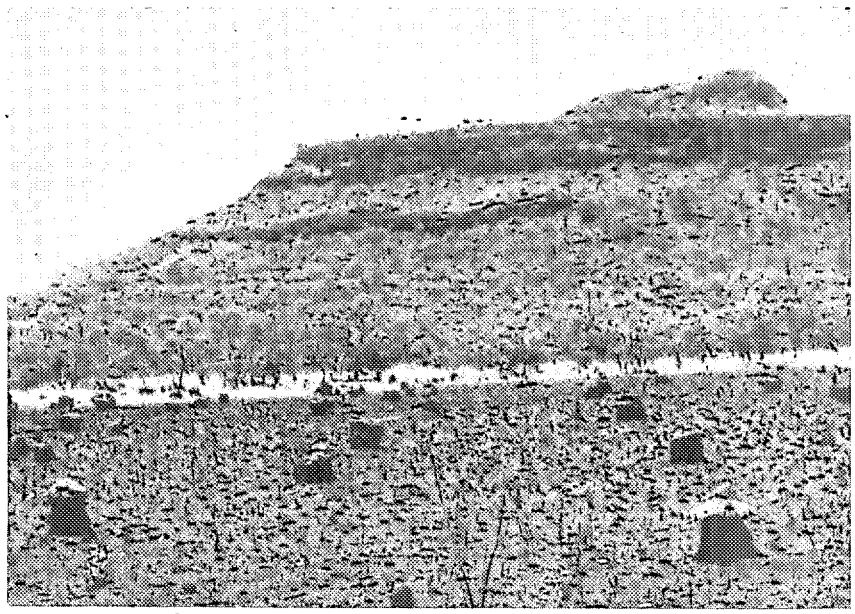
6 CARTES EN COULEURS.

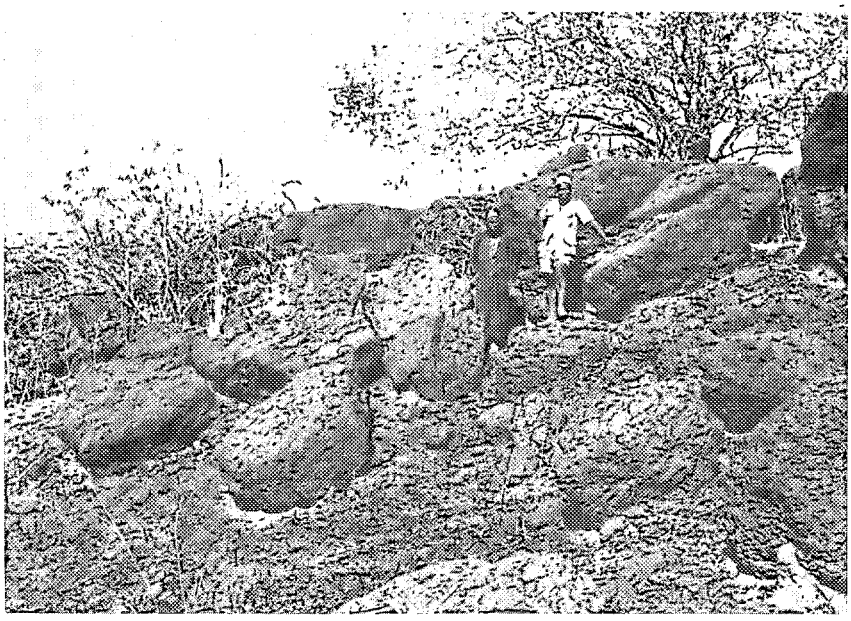
ACHEVÉ D'IMPRIMER SUR LES
PRESSES DE L'IMPRIMERIE
DARANTIERE A DIJON, LE
VINGT FÉVRIER MCMLXXIII

PHOTOGRAPHIES

43 — *Haut glacis cuirassé au pied de la « falaise » de Tambaoura, en saison sèche.*

Le terrain dénudé et légèrement déclive du glacis est piqueté de termitières « champignons ». L'escarpement de Tambaoura le domine de 200 m ; les grès infracambriens forment deux corniches. Le petit chapeau, coiffant l'ensemble, est un témoin de la troisième surface d'aplanissement. La photographie a été prise à l'extrémité sud-est de la « falaise ».





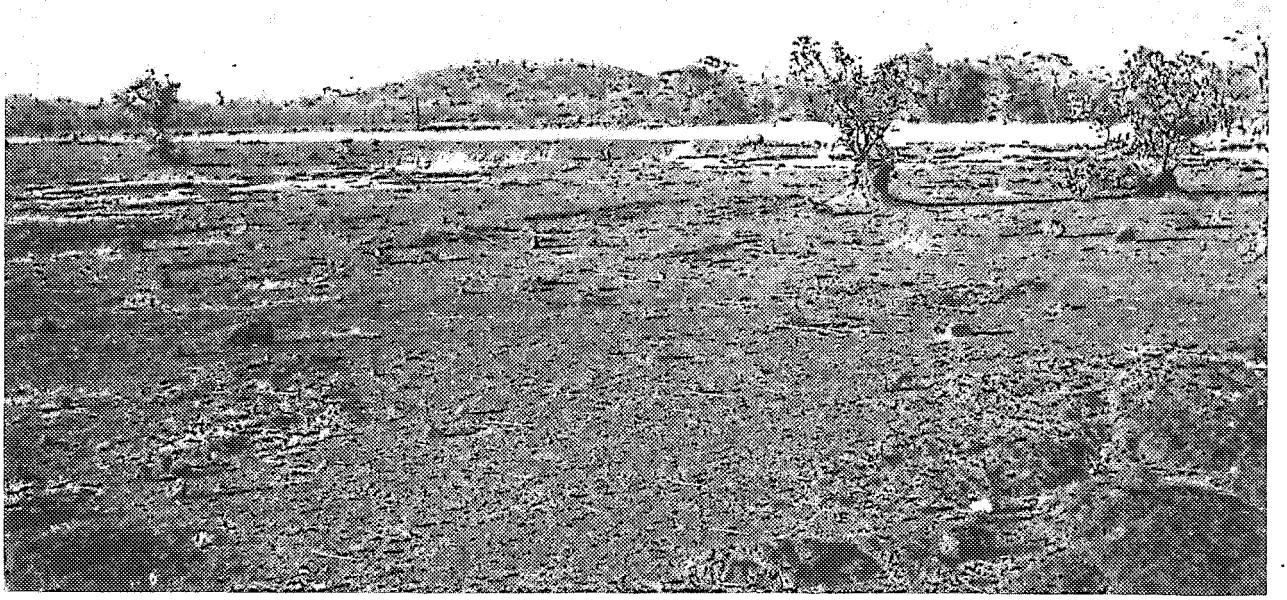
44 — *Rebord d'un haut glacis au Nord de Yélimané, près de la frontière Mali-Mauritanie.*

La cuirasse ferrugineuse, très compacte, forme une corniche ; elle se fragmente, selon le réseau de fissures, en gros blocs qui s'éboulent. Ce témoin se situe dans le bassin de la Kolinbiné, entre Lawinatt et Madina.



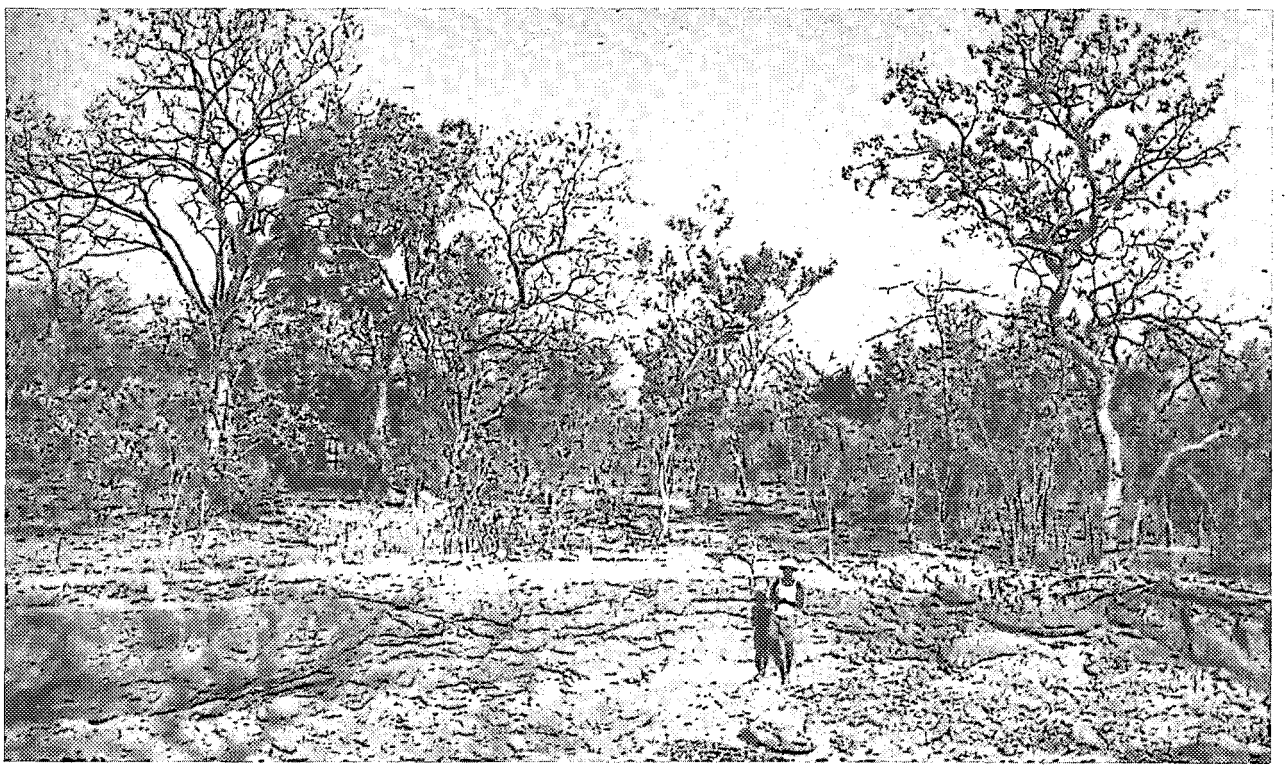
45 — *Déblais d'un puits d'étude sur le moyen glacis au pied de la montagne de Ouassa.*

Chaque tas correspond à un creusement de 50 cm. Les déblais de teinte plus foncée proviennent du percement des formations indurées, cuirasse et carapace. Le matériel blanchâtre (à droite) est de l'argile kaolinique remontée de la partie inférieure du profil, entre 8 et 11 m de profondeur.



46 — *Le moyen glacis cuirassé au Nord-Est de Tinkoto (Sénégal oriental).*

Le glacis recoupe les arènes d'un granite posttectonique du socle birrimien. Il s'incline faiblement vers l'incision d'un petit marigot (en bas à droite) par une pente de 2°. Sa cuirasse ferrugineuse, très uniforme, est jonchée de gravillons ; quelques blocs s'y éparpillent. Les herbes, très fines, sont desséchées (à l'arrière-plan) ou brûlées (premier plan) ; quelques buissons poussent sur des petites termitières. Une butte arrondie de métagabbros s'élève à l'horizon. Le fer en solution, venant de cet inselberg, a nourri la cuirasse du glacis.

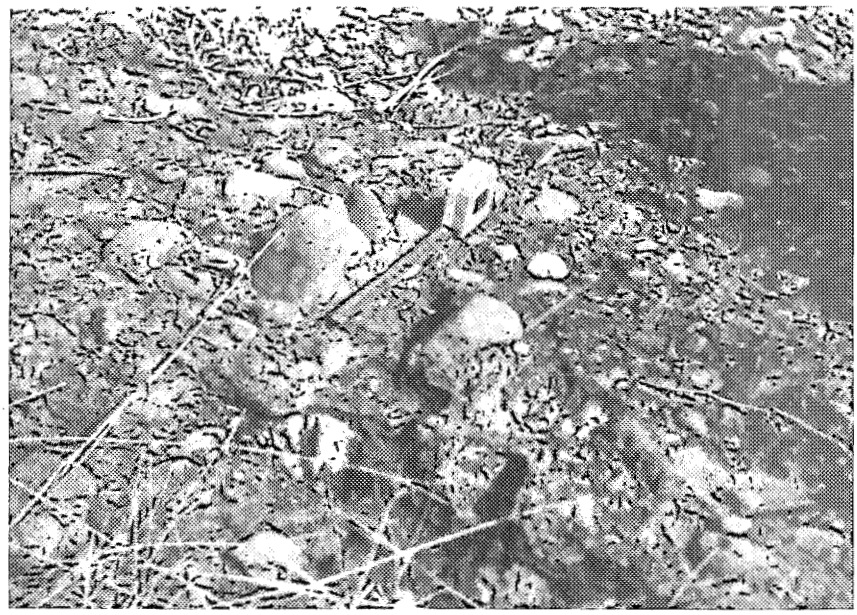


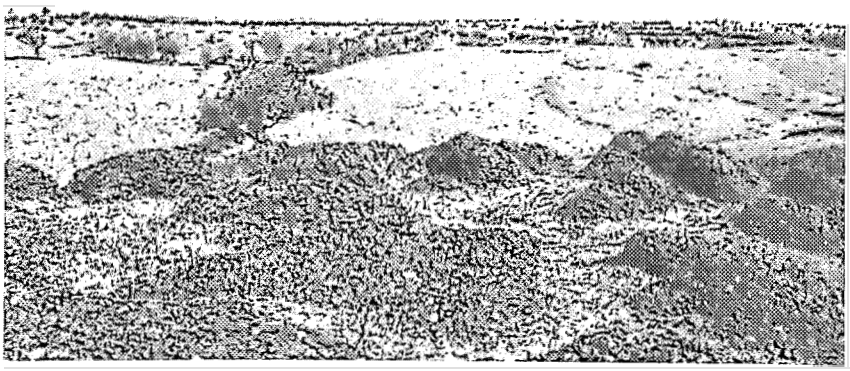
47 — *Plateau cuirassé dominant la vallée de la Gambie, au Sud de Tambacounda.*

La cuirasse ferrugineuse, visible dans la carrière, s'est formée sur les grès argileux du Continental terminal ; son épaisseur dépasse 1,60 m à cet endroit. Elle est recouverte d'un mince dépôt de limons éoliens, sédimentés pendant la période sèche de l'Ogolien ; la présence de matériel meuble sur les niveaux indurés a permis l'installation d'une forêt sèche (notons que l'enracinement est très peu profond). Ce plateau cuirassé correspond au haut glacis.

48 — *Poudingue de la moyenne terrasse de la Gambie à 1 km au Nord de Kédougou.*

Ces anciennes alluvions se composent surtout de galets de grès quartzites patinés ; ils ont souvent une forme de parallélépipède aux arêtes émoussées. Le ciment ferrugineux consolidant ce dépôt est très dur (le mètre-ruban, tiré sur 16 cm, donne l'échelle).





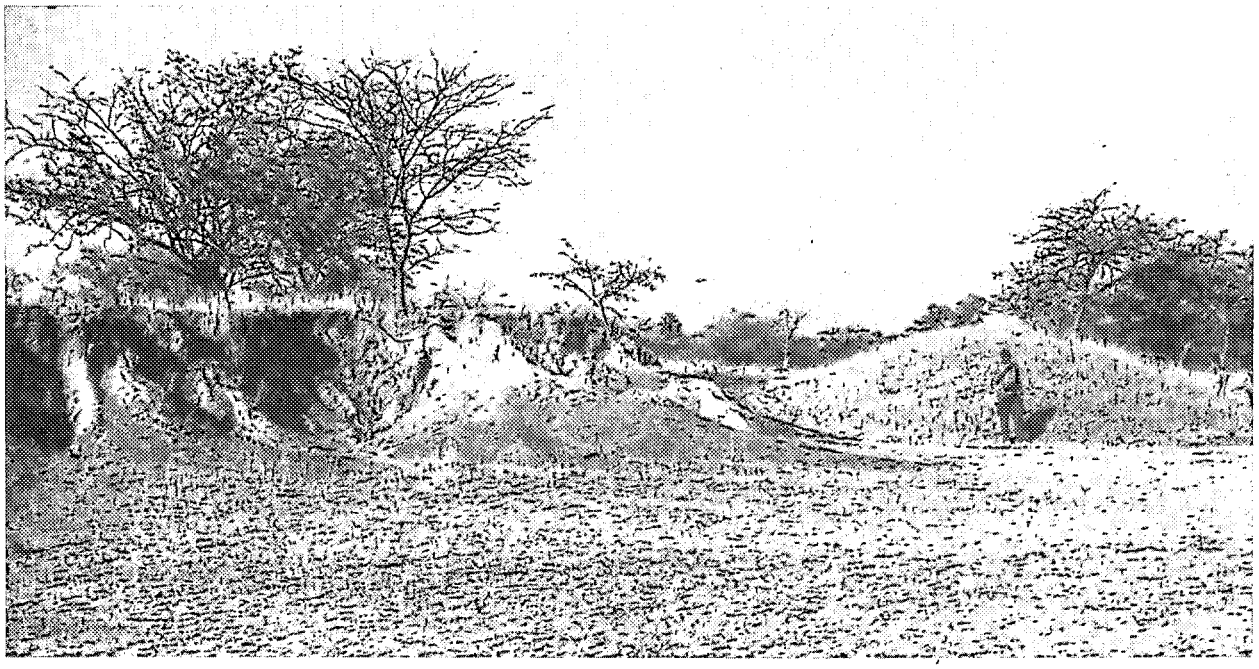
49 — *Nappes alluviales inactuelles du Karakoro à Kouroudjel, 40 km au Sud de Kiffa.*

Les grandes dalles de poudingue représentent la moyenne terrasse démantelée. Les dépôts de galets non cimentés, au deuxième plan, correspondent à la basse terrasse. Elle est entaillée par le lit majeur et par des ravins adjacents. Des alignements de dunes rouges la recouvrent vers l'horizon.



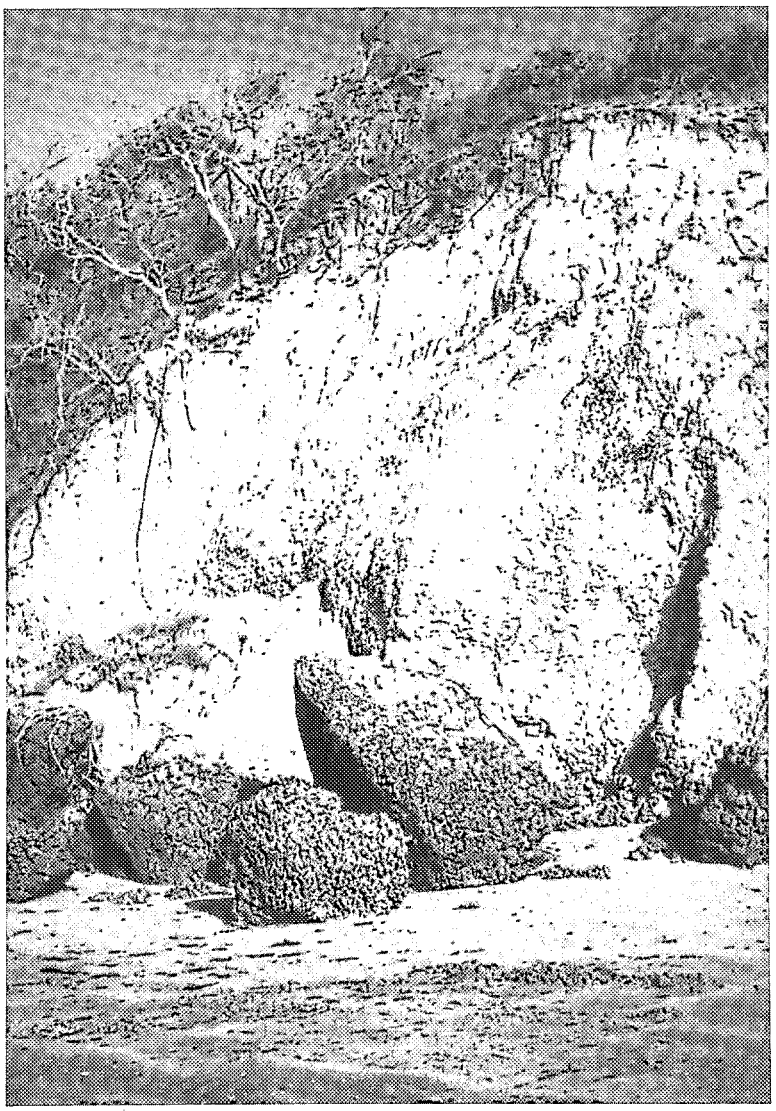
50 — *La basse terrasse de la Falémé à 1 km en aval de Fékola (Mali).*

Le poudingue contient surtout des galets de grès quartzites et quelques quartz ; ils ont été cimentés par des oxydes de fer. Ce niveau, situé à 300 m du lit actuel, domine les sédiments sablo-limoneux du premier remblai, couverts d'herbes.



51 — *Dépôts de calcaires lacustres à Diaré Mbolo, au Sud-Sud-Ouest de Bakel.*

Ils se présentent sous forme de calottes. L'une d'elles est visible sur la droite de la photographie. A gauche s'élèvent les dépôts sablo-argileux du premier remblai qui ont fossilisé ces calottes calcaires. Le recul de la terrasse en fait apparaître une, mais elle est déjà disséquée par de petits ravins. La surface plane au premier plan est façonnée par le ruissellement diffus en saison des pluies avant qu'elle se couvre d'un tapis de petites herbes.

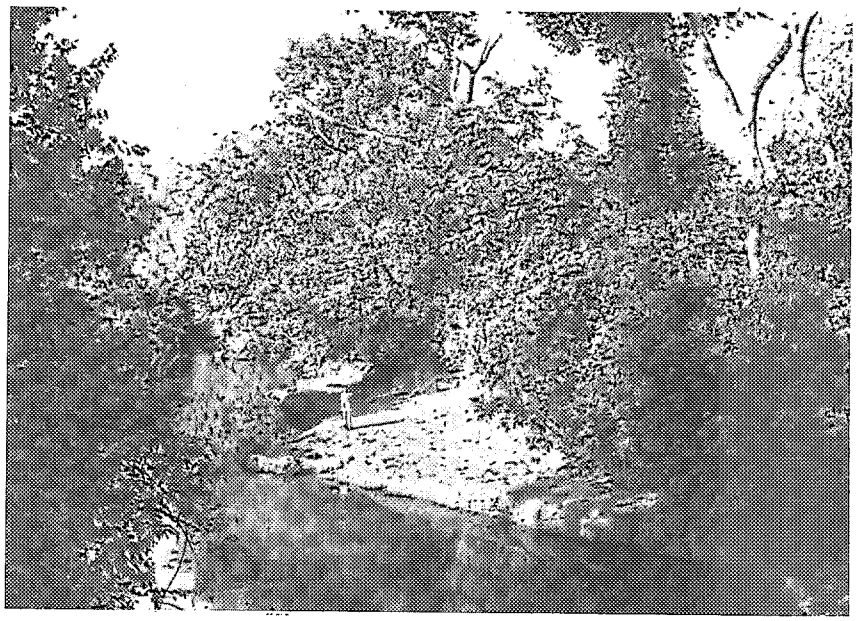


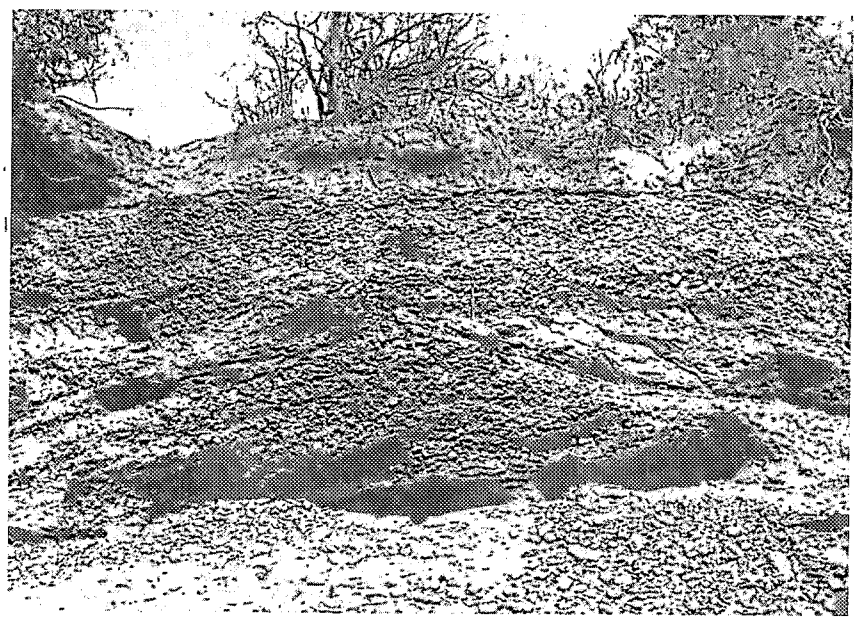
52 — *Niveau ferrugineux au cap Salitor Point sur le littoral de la Gambie.*

Cette falaise, haute d'une dizaine de mètres, est taillée dans les formations gréseuses du Continental terminal. La cuirasse s'est formée vers la base, légèrement au-dessus du niveau actuel de la mer. Les gros blocs sur la haute plage montrent que la falaise recule. Ils ont une texture vacuolaire puisque les éléments meubles ont été emportés par les eaux.

53 — *La Silamé à 5 km de son confluent avec-la haute Gambie, au Fouta Djalon.*

Le niveau des graviers sous berge, cimentés en poudingue, apparaît en saillie dans le lit de la rivière à l'époque des basses eaux (mars-avril). Les dépôts fins, qui les recouvrent, sont cachés par la forêt-galerie.





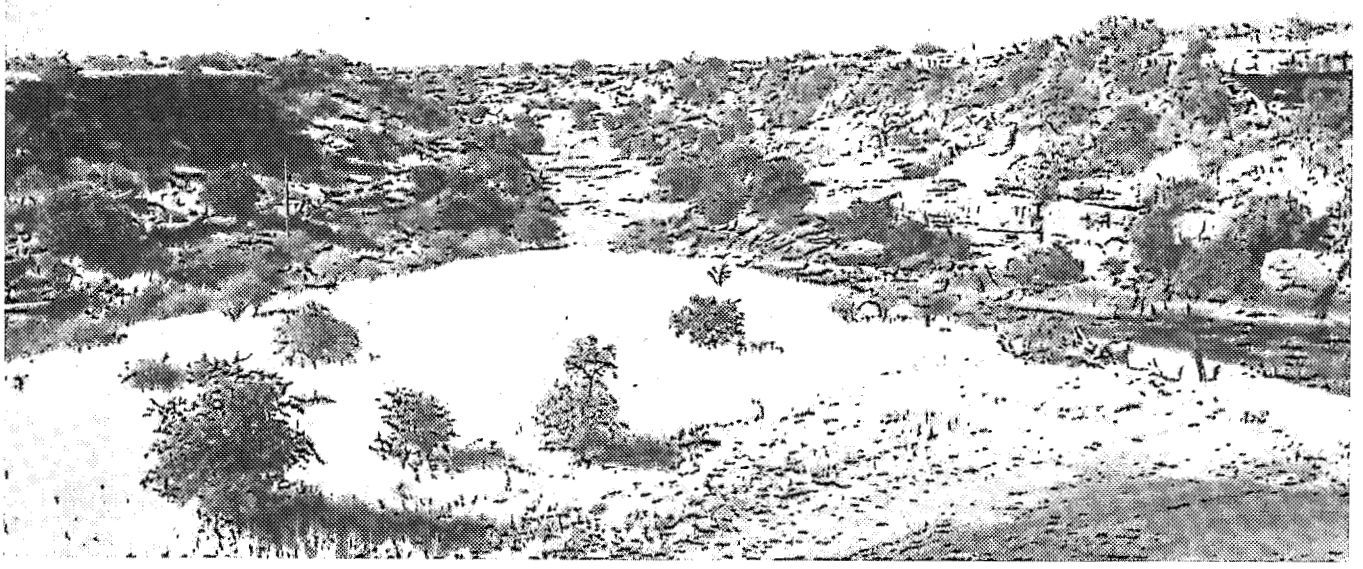
54 — *Les graviers sous berge de la moyenne Gambie près de Samékouta, en. aval de Kédougou.*

Ce dépôt est formé surtout de galets de grès quartzites, faiblement cimentés. Sa partie inférieure présente une stratification entrecroisée avec intercalation de lentilles de sable. La sédimentation a été plus régulière dans la partie supérieure.



55 — *Les dépôts de la basse Falémé à 2 km en aval de Tomboura (Sénégal oriental).*

A la base affleure la nappe des graviers sous berge. Elle est recouverte par le matériel sablo-argileux, très épais, du premier remblai. La partie supérieure, de teinte plus sombre, a été colorée par rubéfaction. Cette terrasse est entaillée par un petit affluent qui remanie les graviers sous berge, alors que les sables argileux se ravinent.



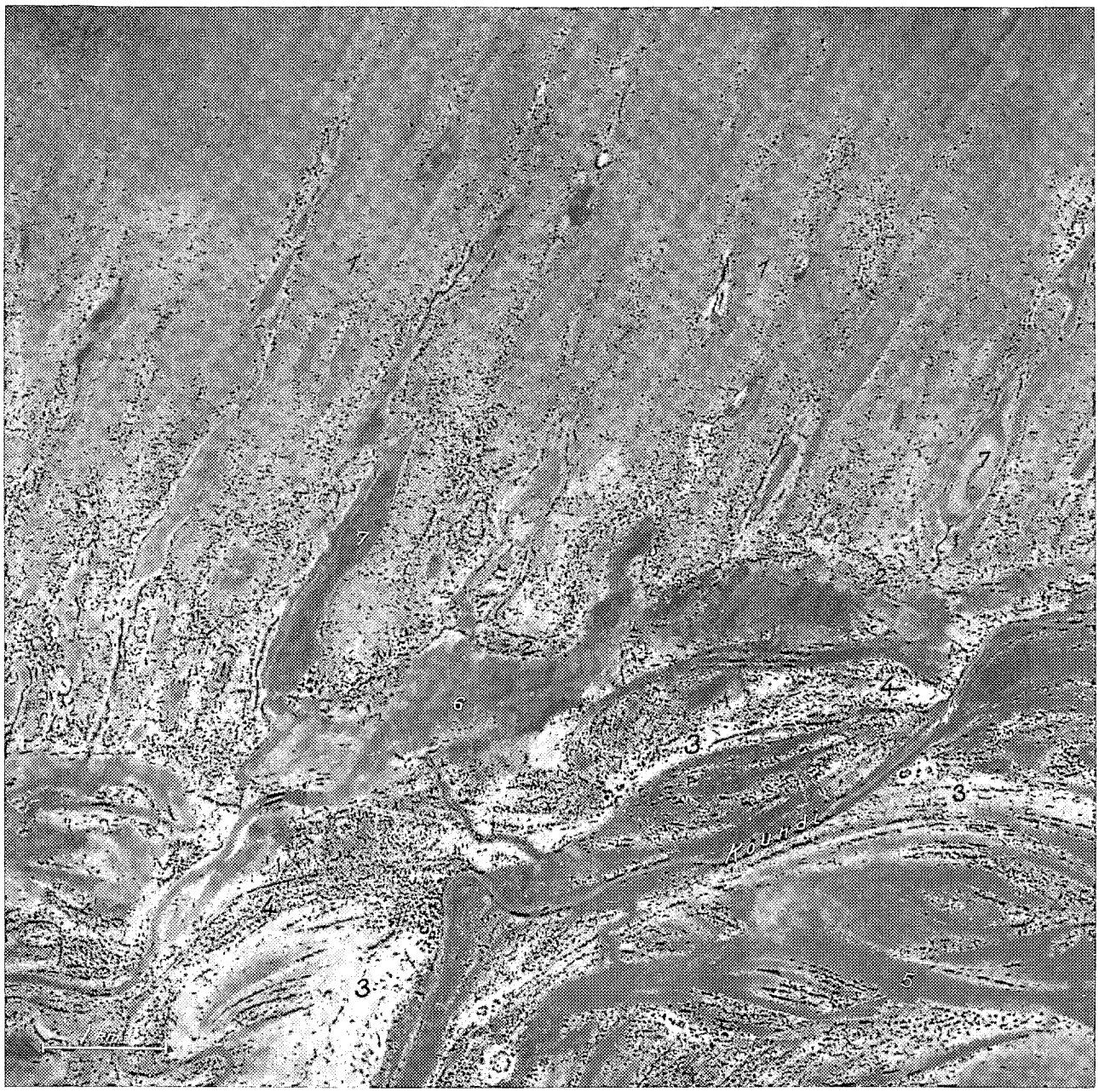
56 — *L'entaille du Wadou, branche septentrionale de la Kolinbiné, en aval des chutes de Toya.*

Le creusement s'est produit pendant la période subaride au début de la régression du Würm récent. La rivière s'est encaissée dans les grès quartzites et les grès à stratifications entrecroisées de l'Infracambrien, en suivant un réseau de grandes diaclases. Les chutes ont excavé une dépression circulaire, partiellement occupée par un cône sableux (au premier plan). L'écoulement semble très sporadique ; les eaux stagnantes rendent le lit marécageux (la photographie a été faite en décembre).



57 — *La vallée du Térékolé, branche méridionale de la Kolinbiné, à sa sortie du massif de dolérites.*

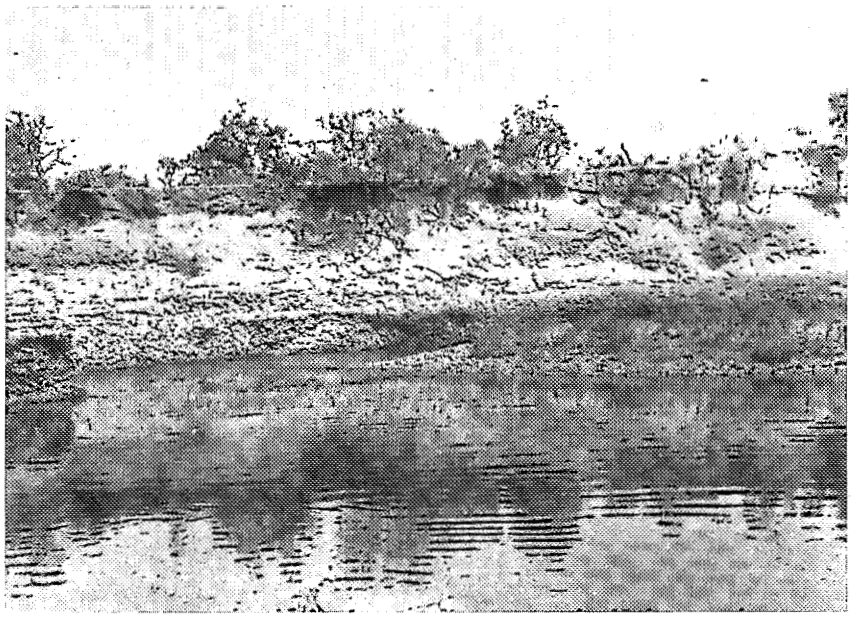
L'alluvionnement de ce cours d'eau a été très important. Au premier plan se déroule la terrasse du premier remblai sablo-argileux. En contrebas s'étend le deuxième remblai sableux. Ces terrains ne portent qu'une steppe arbustive puisqu'ils ne sont pas atteints par les crues. Par contre un boisement assez dense occupe le lit majeur de la rivière qui s'étale à l'arrière-plan sur une largeur de 2 à 3 km. Les reliefs doléritiques du massif de Bafoulabé le dominent par de grands versants concaves d'une hauteur moyenne de 300 m.



58 — *L'erg ogolien du Trarza et la basse vallée du Sénégal au Nord-Est de Dagana.*

1 : alignements de dunes rouges – 2 : liséré de terrasse nouakchottienne – 3 : haute levée post-nouakchottienne – 4 : dépôts fluvio-deltaïques post-nouakchottiens, plus bas – 5 : ancien lit – 6 : cuvette argileuse – 7 : mare d'interdune.

Les grands cordons dunaires, formés pendant l'Ogolien, se suivent régulièrement au Nord de la vallée selon une direction NNE-SSW. La terrasse sableuse du Nouakchottien ourle les extrémités des dunes rouges et s'insinue dans certains interdunes. Les formations fluvio-deltaïques post-nouakchottiennes occupent la majeure partie de la vallée. Le modelé est très enchevêtré : des systèmes de levées, d'altitude variable, s'imbriquent, se juxtaposent ou se superposent. Le Koundi était alors le principal bras du fleuve d'après l'importance des dépôts ; maintenant ce n'est plus qu'un marigot qui se remplit par l'aval. On voit d'autres traces d'anciens lits ou de défluents ; ils sont souvent marqués par une végétation arborée plus dense. La crue du Sénégal inonde les parties basses du lit majeur et certains interdunes, élargis par la transgression nouakchottienne. Les cuvettes au pied des dunes se vidangent alors que les eaux stagnent longtemps dans les interdunes. *(Cliché I.G.N. 088, nº 266.)*

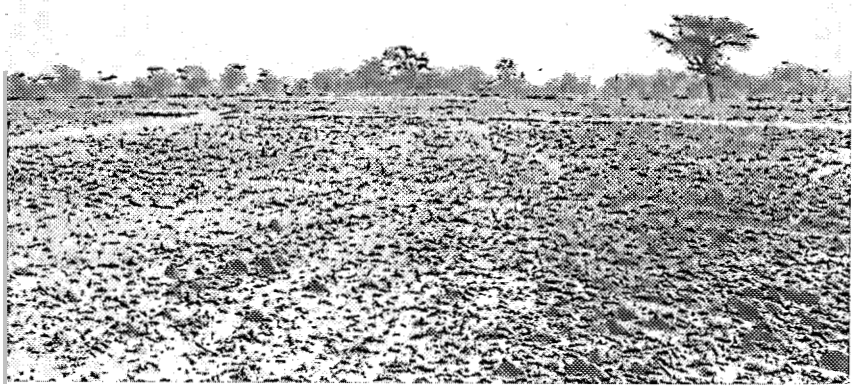


59 — *Le lit mineur de la moyenne Gambie à l'étiage (en mai) près de Kédougou.*

L'épais niveau de graviers sous berge est recouvert par les dépôts sablo-limoneux du premier remblai ; leur partie supérieure, plus foncée, a subi une ferruginisation. On aperçoit dans le lit, à gauche, l'extrémité d'un îlot de graviers sous berge cimentés et, à droite, un banc de galets formé par remaniement de ce niveau graveleux lors de la crue annuelle du fleuve.

60 — *La terrasse du premier remblai du Sénégal à Ogo, au Sud-Ouest de Matam.*

Ces épais dépôts sablo-argileux se sont sédimentés en amont du barrage de dunes ogoliennes lorsque le fleuve était devenu endoréique. Les terrains, très plats, sont souvent cultivés en saison des pluies ; ailleurs ils portent une savane arborée, visible à l'arrière-plan.



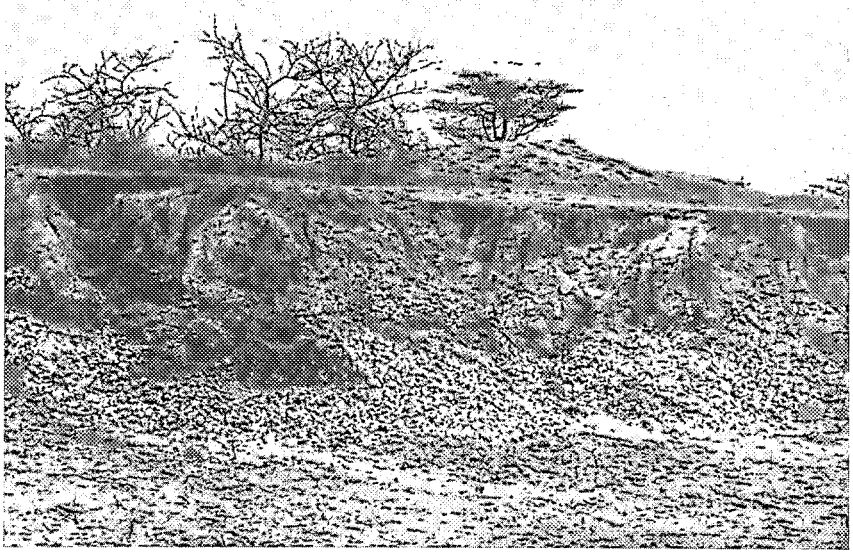


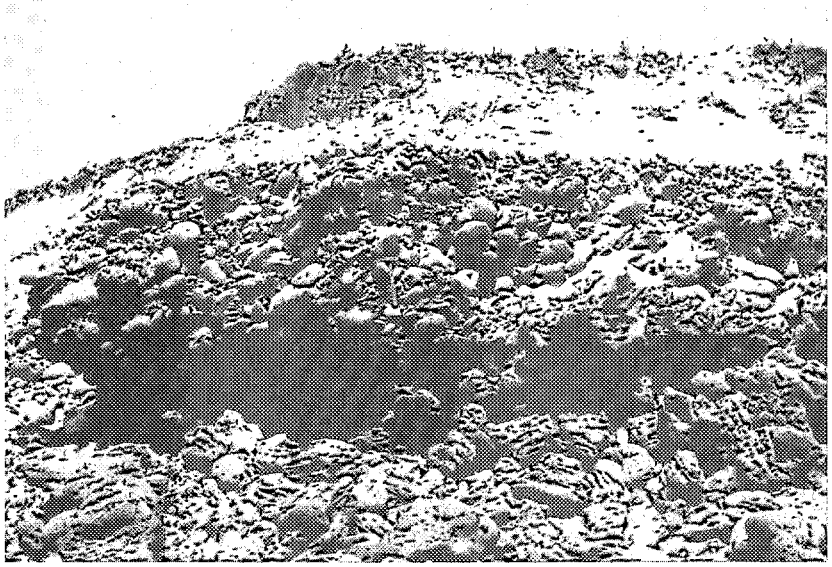
61 — *Gros éboulis de dolérite sur le flanc nord du Mont Loura (massif de Mali).*

Ils se sont mis en place principalement au cours de la période sèche de l'Ogolien. Certains se sont fragmentés depuis lors. La végétation d'arbustes et de buissons montre que ces blocs sont stabilisés. Au pied du versant s'étale un plateau des contreforts septentrionaux du massif avec un village foula.

62 — *La terrasse marine du Nouakchottien au Sud de Saint-Louis.*

La photographie a' été prise dans une carrière abandonnée entre Gandon et Rao. A la base affleure le niveau coquillier à prédominance d'*Arca senilis*. Il est recouvert de sable légèrement argileux, compact, à texture prismatique. Cette terrasse porte une steppe arbustive à *Acacia seyal ;* la petite accumulation de sable au second plan semble due à un remaniement éolien. *(Cliché P. Elouard.)*





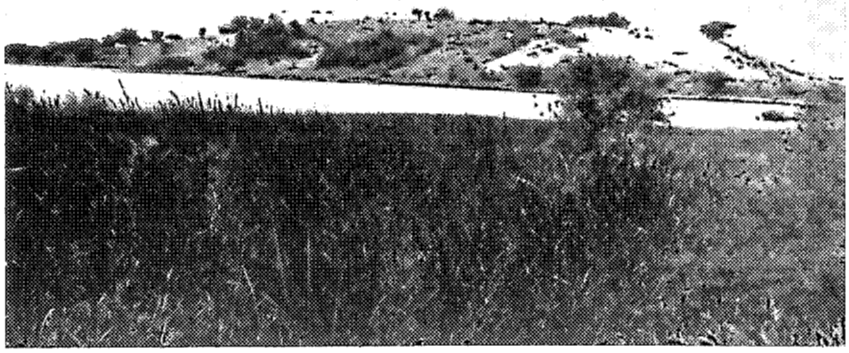
63 — *Niveau nouakchottien du Cape St. Mary à l'embouchure de la Gambie (côté sud-ouest).*

C'est un poudingue formé de galets de grès ferrugineux avec quelques blocs émoussés de cuirasse, légèrement cimentés par leur matrice sableuse. Le sommet de cette ancienne plage se trouve à 2,30 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Le poudingue est couvert par une dune littorale aplatie et fixée par un tapis herbacé.



64 — *La berge du Doué près de Lérabé, au Sud-Est de Podor (basse vallée du Sénégal).*

Le bras méridional du fleuve sape à cet endroit les dépôts du golfe nouakchottien. On distingue de bas en haut : un mince niveau de vase noire à pollens de *Rhizophora ;* une épaisse couche de sable blanc (la pelle pliante donne l'échelle) ; un second niveau de vase gris bleuté ; celui-ci est recouvert de dépôts fluvio-deltaïques post-nouakchottiens.



65 — *Un îlot de dune rouge dans la partie sud-ouest du Delta du Sénégal.*

Ce témoin de l'erg ogolien se situe à environ quinze kilomètres à l'ENE de Saint-Louis. La steppe arbustive fixant la dune a été partiellement détruite par l'action anthropique. Une typhaie pousse au premier plan sur les terrains argileux à proximité du marigot de Ngalam dont les eaux sont toujours douces.



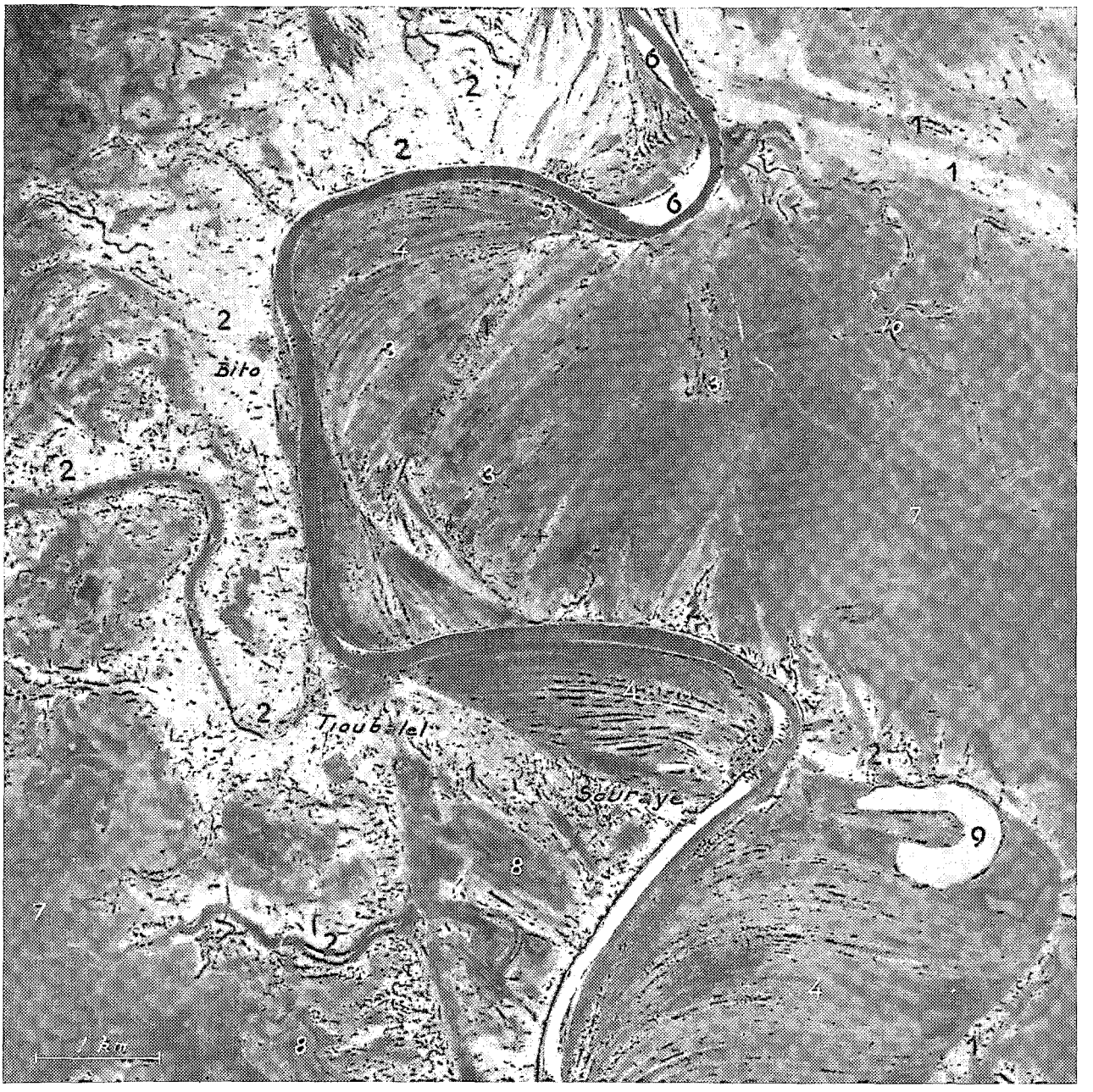
66 — *Coupe d'un ancien cordon littoral dans le Delta à 7 km au Nord-Est de Saint-Louis.*

Des bancs de faluns, alternant avec des lits de sable, sont visibles vers la base du profil ; ils sont datés de 2710 ans B.P. par le radiocarbone. Ces dépôts marins sont recouverts de sables remaniés par le vent. La partie foncée est un sol brun peu évolué ; dans le matériel plus clair apparaissent des taches grises contenant des cendres (anciens foyers). Des euphorbes poussent sur cette « dune jaune ».



67 — *Dunes littorales vives dans le secteur des niayes au Sud-Ouest de Mboro.*

Le sable de la haute plage est amoncelé par l'alizé maritime en grandes dunes blanches. Elles se terminent par un front abrupt au-dessus des dunes subactuelles semi-fixées, qui portent à cet endroit un fourré dense de buissons et d'arbrisseaux à dominance de *Maytenus senegalensis*.



68 — *Les formations alluviales de la vallée du Sénégal entre Kaédi et Bogué.*

1 : haute levée post-nouakchottienne – 2 : deltas de rupture de levée – 3 : petites levées – 4 : levées subactuelles – 5 : levée actuelle – 6 : banc de sable – 7 : grande cuvette argileuse – 8 : petite cuvette mal vidangée – 9 : mare permanente – 10 : lacis de marigots.

Des systèmes de levées complexes occupent une partie du lit majeur. Ils attestent l'importance de la sédimentation fluviale et montrent les déplacements du lit mineur au cours des cinq derniers millénaires. Les petites levées sont inondées par la crue annuelle du fleuve alors que les hautes levées post-nouakchottiennes émergent. Le Sénégal a encore agrandi ses méandres, construisant des réseaux de levées subactuelles. La sédimentation se poursuit par endroits sur la rive convexe où se forme une nouvelle levée ; les bancs de sable apparaissent au cours de la décrue. Ces bourrelets alluviaux sont flanqués de nombreux deltas-de rupture de levée, de dimensions très variables, qui se sont édifiés principalement au Post-nouakchottien. De vastes cuvettes s'étendent de part et d'autre de ces microreliefs. Leur inondation par la crue et leur vidange s'effectuent par des lacis de marigots, branchés sur le lit mineur. Par contre de petites cuvettes, mal vidangées, s'étirent entre les levées ou les deltas de rupture. Une grande mare en fer à cheval occupe une boucle de méandre recoupé. Cette photographie a été prise à une quinzaine de kilomètres en aval de Saldé (feuille Kaédi). *(Cliché I.G.N. 090, nº 153.)*



69 — *La berge du Sénégal à Moudéri, 30 km en aval de Bakel (feuille Sélibabi).*

Le village est construit sur une haute levée post-nouakchottienne formée de sable fin et limon. Sa partie la plus élevée est maintenant insubmersible, mais le fleuve la sape. Ainsi cette rive légèrement concave est fortement érodée par le courant très violent à la montée de la crue. Au cours de la décrue, les clapotis y taillent une succession de banquettes, donnant un profil en marches d'escalier à la berge. La photographie a été faite en janvier lorsque les eaux étaient de nouveau basses.

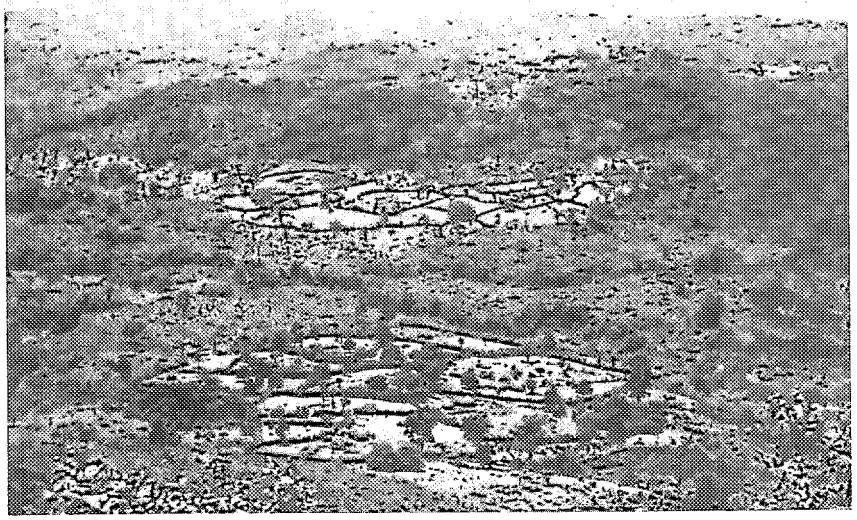


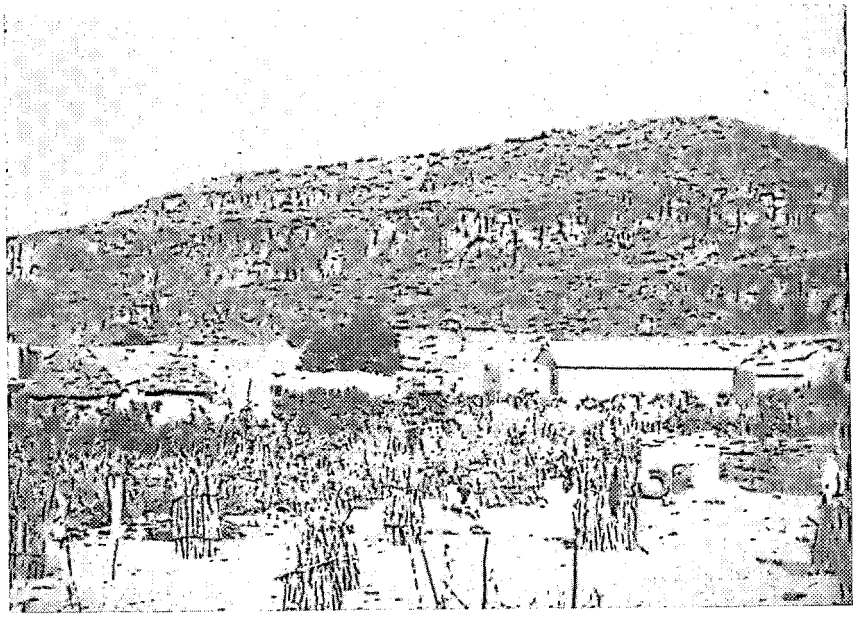
70 — *Haute levée post-nouakchottienne du Koundi, ancien bras du Sénégal, entre Dar-el-Barka et Podor.*

Cette formation fluvio-deltaïque de sable fin et limon est légèrement salée. C'est pourquoi son couvert végétal se réduit à quelques larges buissons de *Salvadora persica*, très espacés. Les vents balaient en saison sèche les terrains dénudés et emportent du matériel limoneux. Cet ancien bourrelet alluvial n'est plus submergé par la crue annuelle du fleuve. Les premières pluies engendrent souvent un glaçage superficiel des terres qui les rend imperméables.

71 — *Le modelé du massif de Mali dans le secteur de Bara (Fouta Djalon central).*

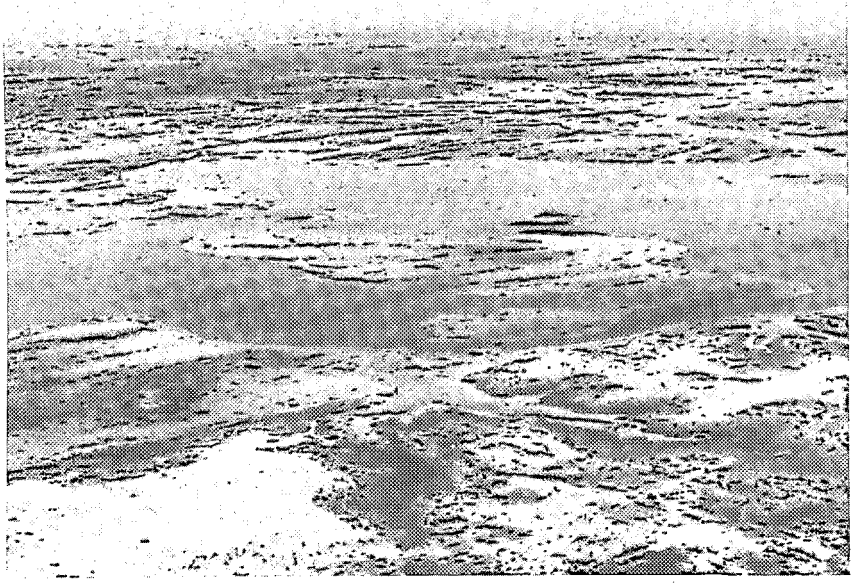
Ces reliefs mous aux sommets convexes ont été façonnés dans les pélites tendres du Cambrien ; des vallons très évasés les séparent. La végétation naturelle est très dégradée : de l'ancienne forêt ne subsistent plus que de rares bosquets et quelques arbres isolés ; des fourrés d'arbustes et de buissons couvrent les terrains en friche. Des hameaux foula avec leurs champs de cases s'étendent sur les bas versants.





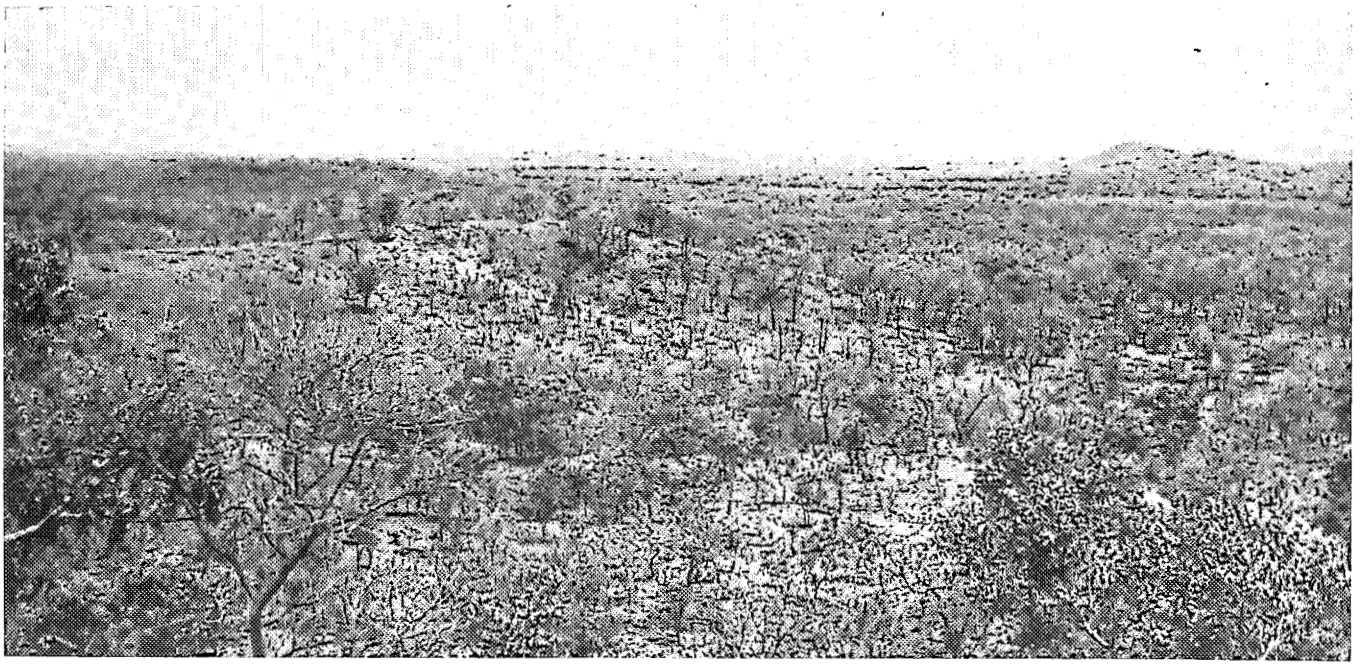
72 — *Relief gréseux de la « montagne » de Kita dans le Plateau Mandingue septentrional.*

Cette grande butte tabulaire s'élève à une altitude de 600 m et domine les alentours d'environ 250 m. Elle porte un lambeau de la troisième surface d'aplanissement cuirassée. L'alternance de couches de grès quartzites durs et de grès tendres, d'âge infracambrien, se traduit dans le versant par trois corniches séparées par des pentes douces. La ville de Kita est construite sur un bas glacis sableux.



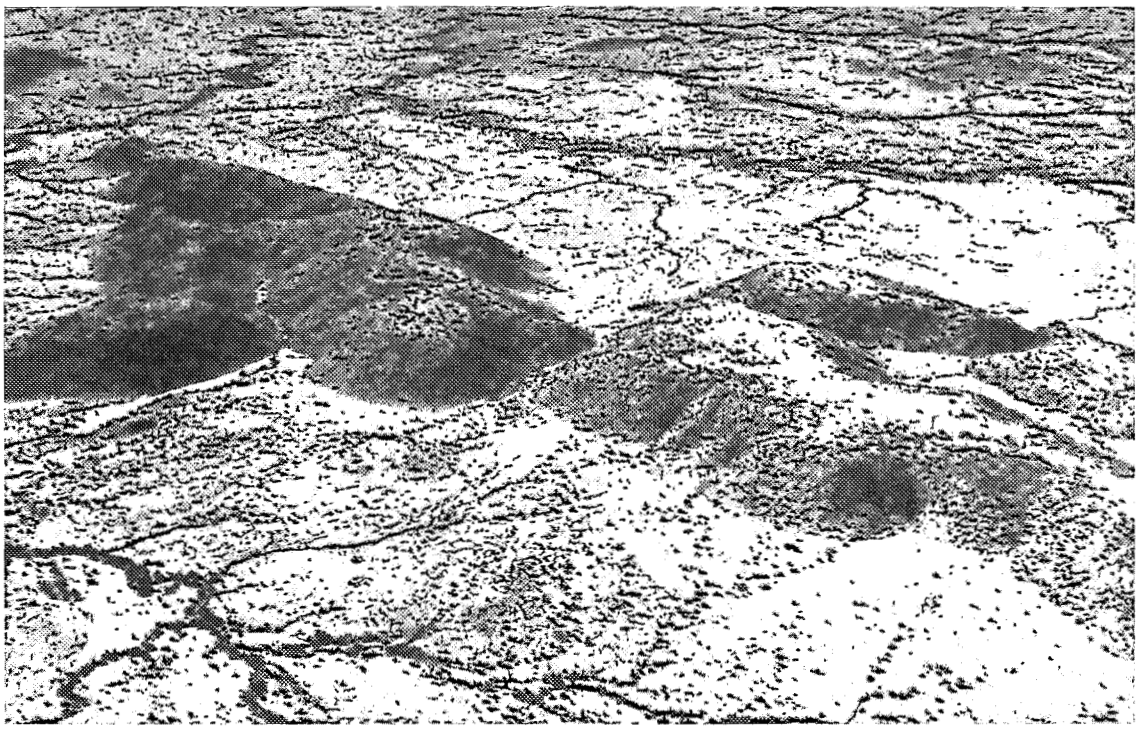
73 — *Vue partielle de la « mare » Magui au Nord-Est de Kayes, dans le bassin de la Kolinbiné.*

La rivière s'est divisé dans son cours inférieur en d'innombrables bras qui divaguent sur les alluvions sablo-argileuses du premier remblai ; on en distingue plusieurs sur la photographie prise en période de basses eaux. La crue submerge tous ces terrains déprimés et dénudés, formant un grand lac temporaire, long de 30 km et large de 4 à 5 km. *(Cliché Armée de l'Air.)*



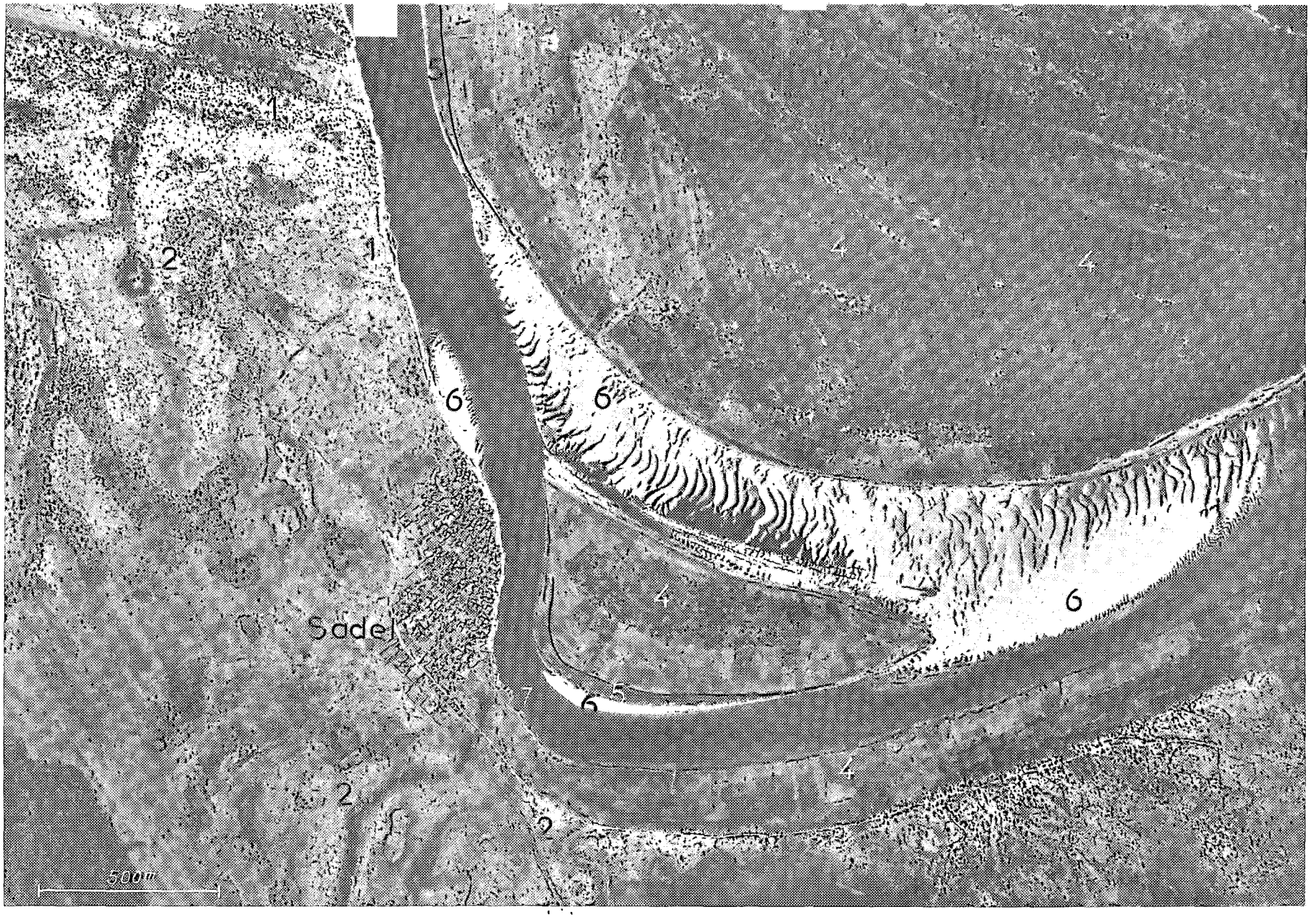
74 — *Paysage du socle birrimien dans le bassin supérieur du Niokolo-Koba, au Sénégal oriental.*

Le modelé se caractérise par sa platitude puisque le bas glacis et le moyen glacis cuirassé s'étalent très largement. Quelques reliefs isolés les dominent ; ils sont d'origine et de formes diverses. Ainsi on remarque sur la gauche une croupe convexe formée par un grand filon de quartz traversant des schistes, puis une butte tabulaire qui est un témoin du haut glacis cuirassé. Deux inselbergs en forme de dôme s'élèvent à l'arrière-plan, sur la droite. Plusieurs petits massifs de métabasites se profilent à l'horizon. Les terrains portent une savane arborée très uniforme, partiellement dégradée par les feux de brousse qui brûlent tous les ans les hautes herbes desséchées.



75 — *Le modelé, les cours d'eau et la végétation dans le bassin supérieur du Gorgol Noir.*

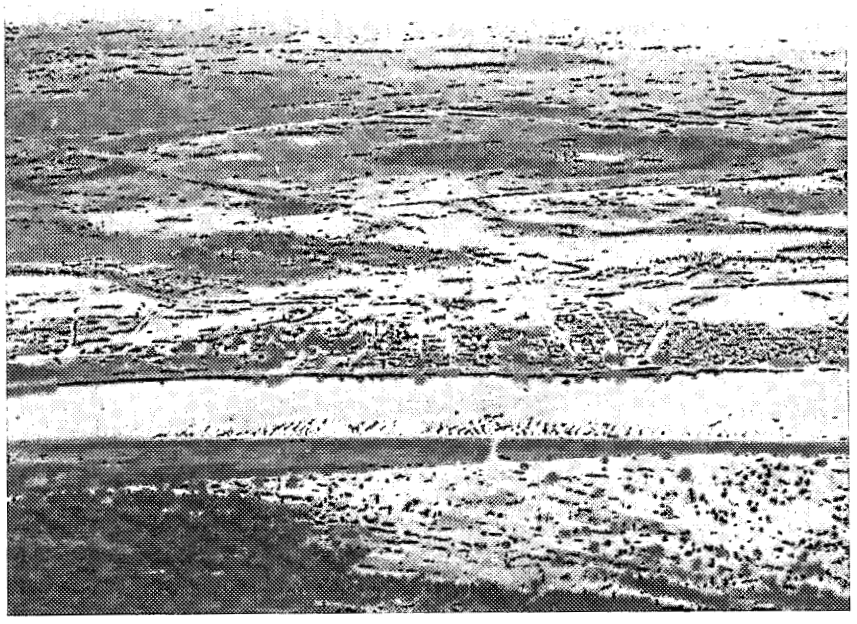
Des groupes d'inselbergs s'alignent sur certains interfluves. Leur sommet plat représente probablement la surface d'érosion fini-Pliocène qui a recoupé les séries très variées du Paléozoïque plissé avec des fenêtres du socle. Ces reliefs se terminent par des versants raides, de forme rectiligne. En contrebas s'étend le bas glacis, à perte de vue ; il tronque les roches tendres : pélites, schistes, granites... Le réseau hydrographique est dense et très hiérarchisé sur ces formations imperméables. Dans ce domaine sahélien, la végétation ligneuse s'adapte au milieu : elle s'accroche aux versants caillouteux et suit le chevelu d'oueds, prenant une disposition linéaire ; elle est, par contre, très clairsemée sur le bas glacis.



76 — *Sommet d'un méandre du Sénégal à Sadel, entre Matam et Kaédi.*

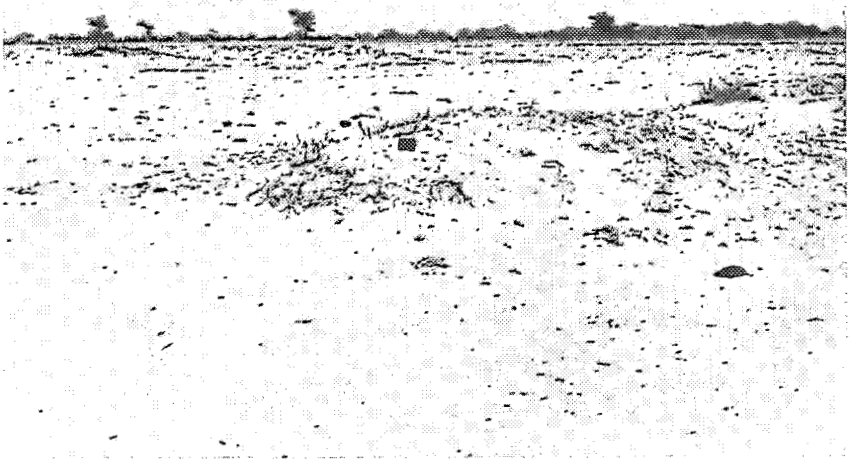
1 : haute levée post-nouakchottienne – 2 : deltas de rupture de levée – 3 : petites levées – 4 : levées subactuelles – 5 : levée actuelle (falo) – 6 : banc de sable – 7 : sapement de la rive concave.

Le fleuve a recreusé son lit à deux reprises dans le large faisceau de levées subactuelles, formant ainsi une île. Un grand banc de sable occupe maintenant le premier chenal et son matériel est modelé en « dunes hydrauliques ». Le courant de la crue érode la rive concave du deuxième chenal par des arrachements, visibles dans la berge près du village, alors que les apports engraissent la rive convexe de l'île (feuille Matam). *(Cliché I.G.N., AO 285-150, n° 2493/94.)*



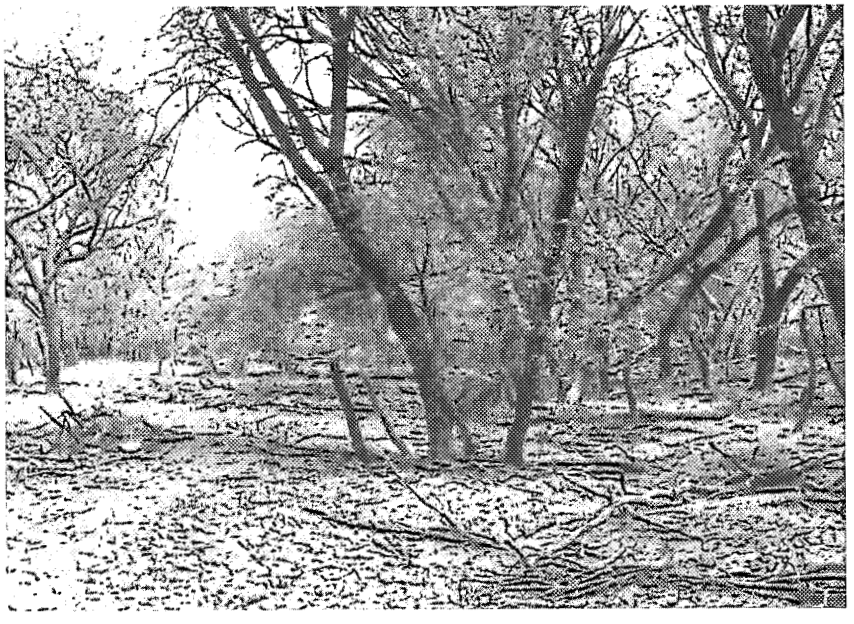
77 — *Vue d'ensemble de la vallée du Sénégal à Matam.*

Cette escale est construite sur des dépôts post-nouakchottiens, grignotés par le sapement du fleuve. Au premier plan s'étire le réseau de levées subactuelles, partiellement boisées, et une levée actuelle forme la rive convexe du méandre. A l'arrière-plan s'étendent des cuvette argileuses plantées de mil. On aperçoit vers la droite une mare entourée d'un boisement en auréole. Les terrains du premier remblai arasé se déroulent vers l'horizon. *(Cliché Armée de l'Air.)*



78 — *Les terrains dénudés du Delta entre Richard-Toll et Ross Béthio.*

Ces sédiments deltaïques post-nouakchottiens, sablo-limoneux et très salés, subissent une intense déflation éolienne. Les grains les plus lourds ne sont déplacés que sur une courte distance et s'accumulent en nebkas, partiellement fixées par un maigre tapis de *Sporobolus spicatus*. Les troupeaux des nomades peul parcourent ces terres.

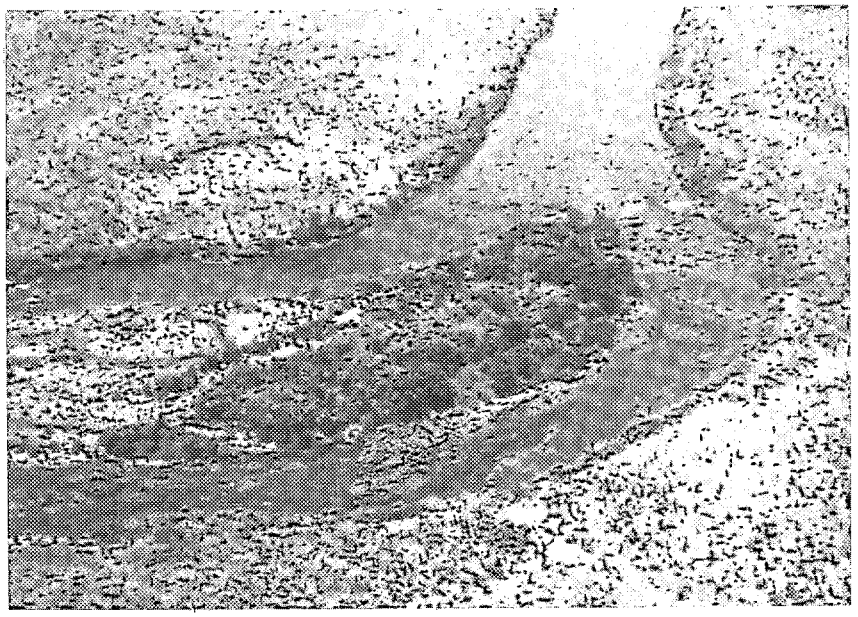


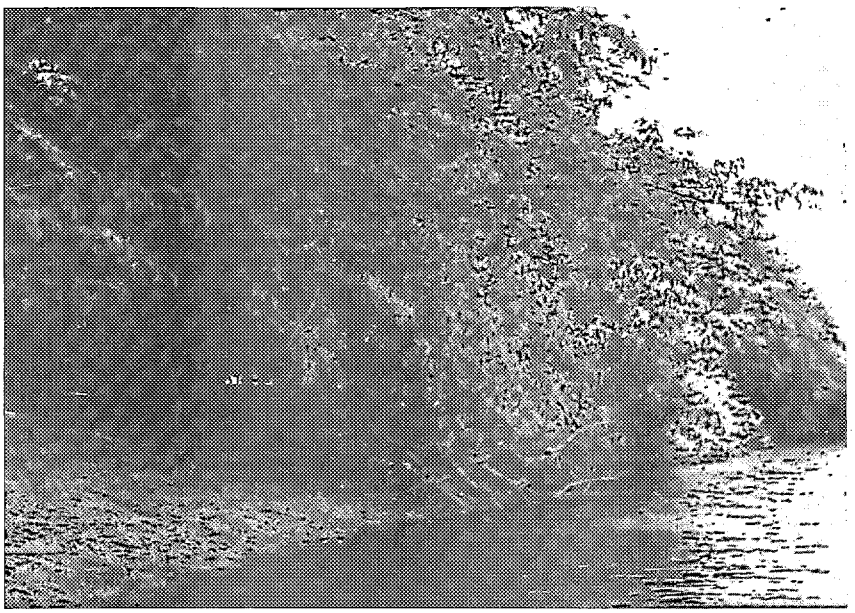
79 — *Cuvette argileuse dans la vallée du Sénégal près d'Ornoldé (en amont de Matam).*

La crue inonde régulièrement ces terrains et les eaux s'y décantent. Ils portent un boisement composé surtout d'*Acacia nilotica* (*gonaké* en ouolof), reconnaissables à leur tronc noir. Le sol argileux s'est desséché et fissuré après le retrait des eaux. C'est un vertisol topomorphe ; sa surface présente des bossellements. On remarque sur la droite un petit chenal d'écoulement encombré de bois mort.

80 — *Le lit du Bafing dans le Plateau Mandingue méridional à 6 km en aval de Bindougou.*

Le cours d'eau s'élargit en franchissant un seuil de dalles gréseuses formant une île. Puis il se rétrécit et son lit est bien calibré : un nouveau bief commence. Un boisement dense pousse sur les dépôts sableux recouvrant la partie aval du seuil et occupe les deux berges. Ce liséré de forêt-galerie se détache nettement de la savane arborée des interfluves, dont tous les arbres s'effeuillent en saison sèche.





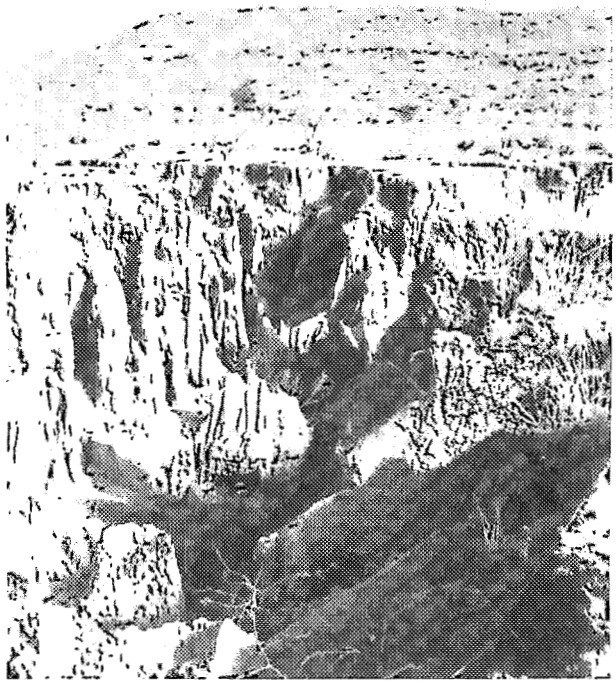
81 — *La forêt-galerie sur la berge du Bafing dans un bief en amont des rapides de Soukoutali.*

Cette forêt se présente comme un fourré dense d'arbres peu élevés aux ramifications très larges ; ils conservent leur feuillage pendant toute la saison sèche. Leurs branchages descendent jusqu'au niveau des basses eaux (la photographie a été prise fin mars). Ils freinent le fort courant de la crue et empêchent les sapements. Ainsi la berge a une pente très douce, nettement convexe.



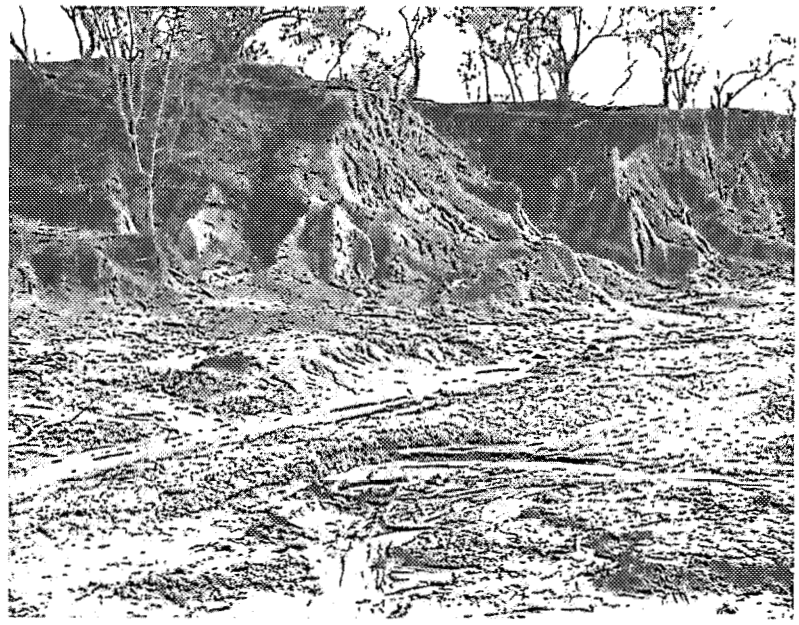
82 — *Grand seuil de dolérite sur le Bafing à 2,5 km en amont de Bindougou.*

La surface de cette roche dure, à grains fins, est taraudée par une multitude de petites marmites ; leurs parois se sont souvent recoupées. L'ensemble prend une allure chaotique. La roche est partout recouverte d'une patine noirâtre. Les marmites sont figées : elles ont été creusées pendant des phases plus sèches lorsque le cours d'eau charriait du sable et des galets.



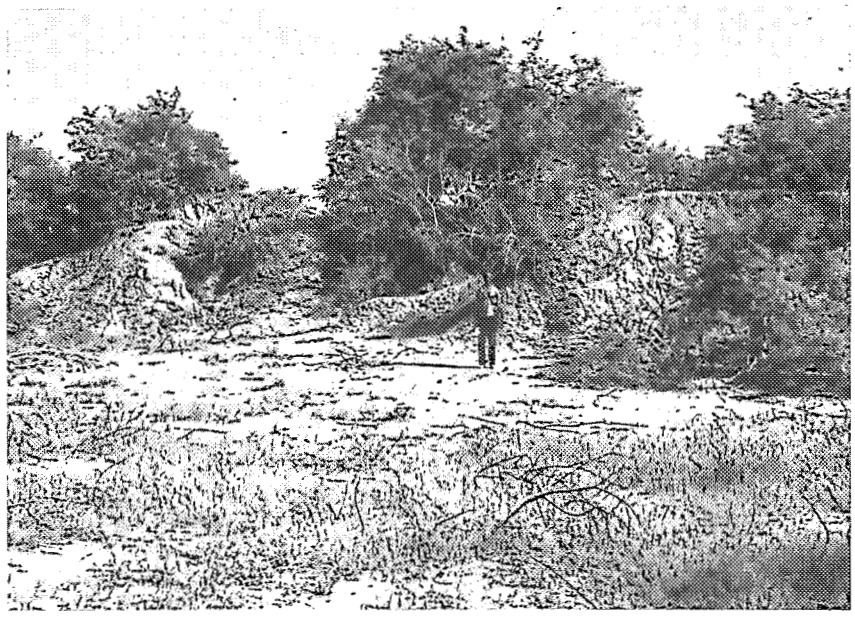
83 — *Ravinement de la terrasse du premier remblai du Sénégal aux environs de Kayes.*

C'est la première phase d'érosion de ces anciens dépôts alluviaux. Le ravin se creuse en début de saison des pluies lorsque le niveau du fleuve est encore bas. Le matériel sablo-argileux, très compact, forme des versants subverticaux ; ainsi l'entaille présente l'aspect d'un cañon miniature. Le relief tabulaire dominant la terrasse correspond au rebord du Plateau Mandingue septentrional ; c'est un escarpement de ligne de faille d'une hauteur de 250 m.



84 — *Cirque d'érosion dans le premier remblai de la basse Falémé près de Sansandé.*

Le ravin s'est élargi et ses versants ont reculé tout en restant raides. Ainsi s'est formée peu à peu une dépression circulaire. Son fond plat et dénudé est façonné par le ruissellement diffus. On en voit encore des traces sur la photographie prise deux jours après une grosse averse.

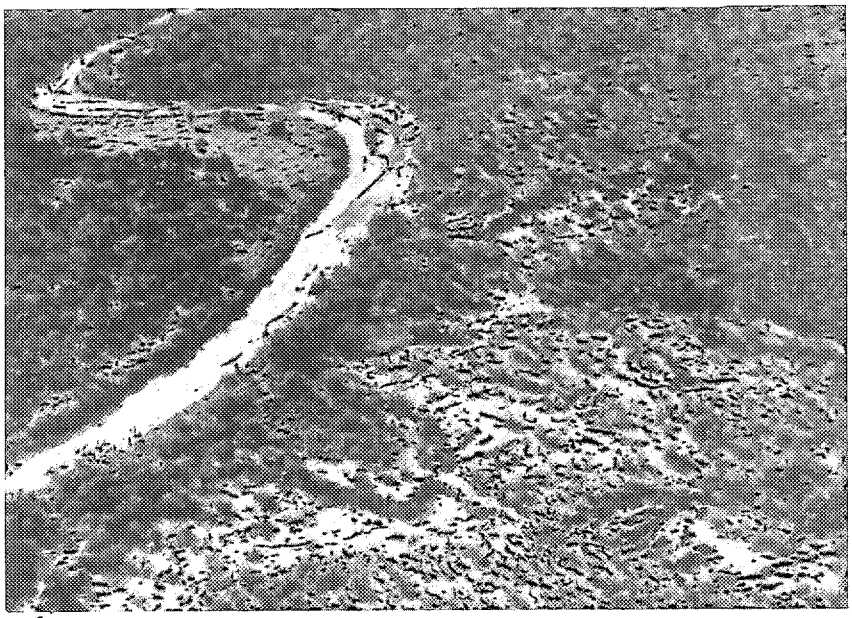


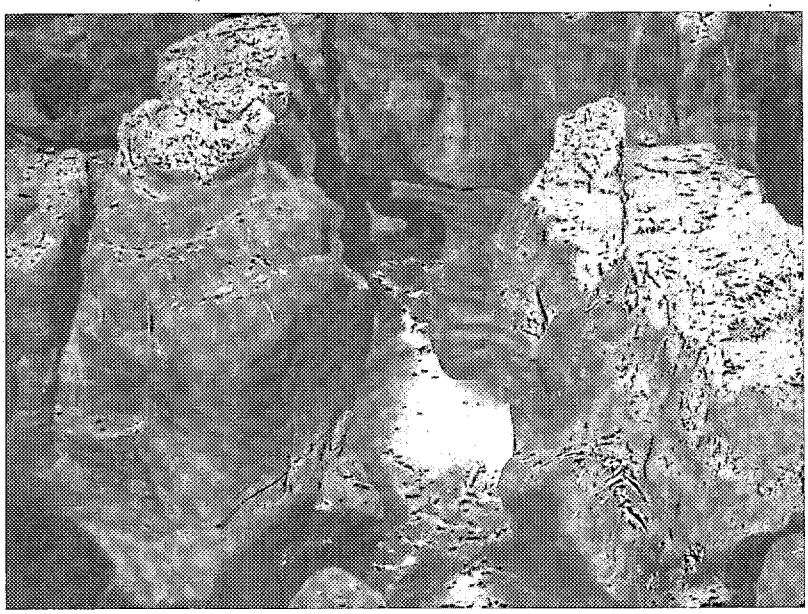
85 — *Alvéole en voie de stabilisation dans le secteur de Bafoulabé.*

Il a été creusé dans la terrasse du premier remblai du Bafing. Mais le climat étant plus humide, la végétation plus abondante freine, puis arrête l'érosion. Des arbustes et des buissons colonisent les petits ravins entaillant le talus. La surface plane du cirque se couvre d'un tapis herbacé en saison des pluies. On n'y observe aucune trace de ruissellement.

86 — *Méandres du Baoulé dans son cours moyen, en secteur nord-soudanien.*

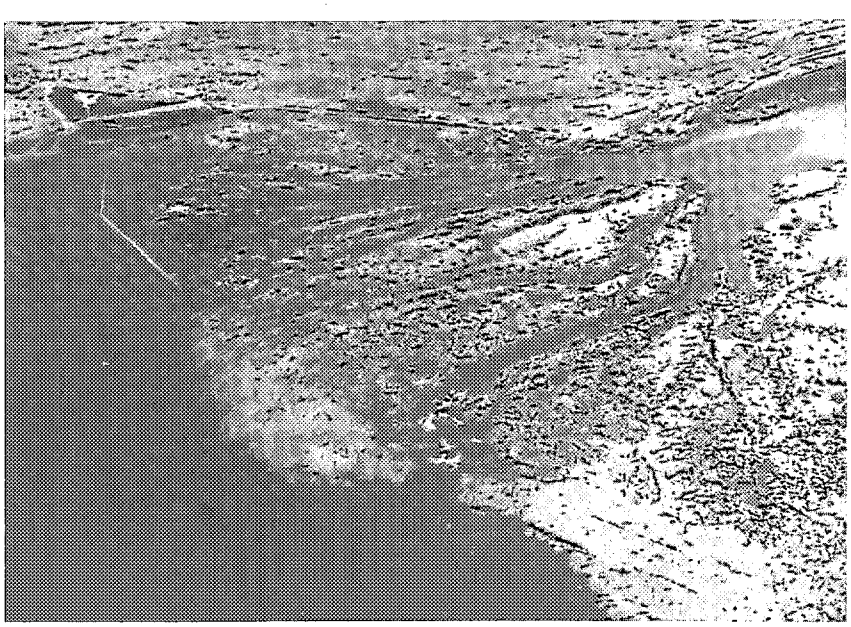
Des bancs de sable encombrent le lit. Celui-ci se déplace par sapement des rives concaves. On remarque l'absence de forêt-galerie. La savane arborée ou arbustive protège mal le sol. Les terrains meubles du premier remblai sont très érodés par endroits : ils présentent de petits alvéoles à fond plat limités par des talus raides. *(Cliché Armée de l'Air.)*





87 — *Chenal d'écoulement à l'étiage au seuil de Billy sur le Bakoy.*

Il a été ouvert dans l'épais banc de grès dur par défonçage de marmites coalescentes. Ainsi l'eau tourbillonne sous les blocs rocheux, entièrement recouverts d'une patine noire manganésifère. La crue annuelle les submerge complètement ; des mousses poussent alors sur leur surface supérieure, mais elles se dessèchent après la décrue (les traînées blanches sont des excréments d'oiseaux).



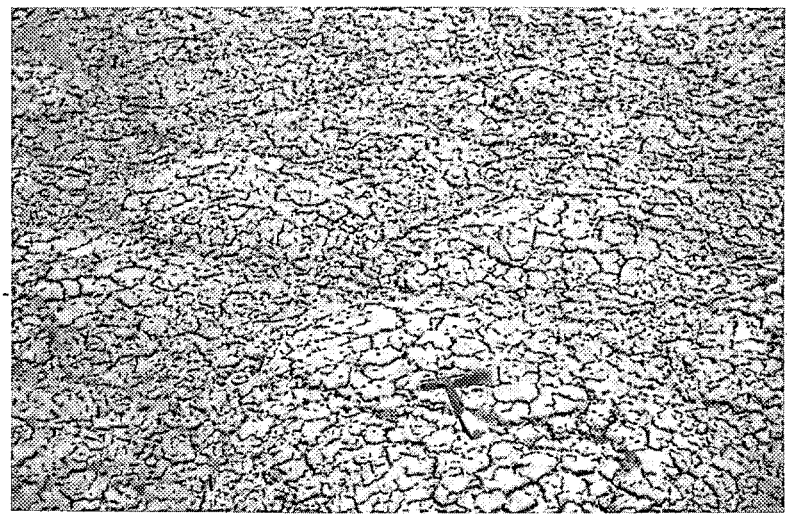
88 — *Vue d'ensemble des chutes de Félou sur le Sénégal en période de basses eaux.*

Le fleuve franchit une couche de grès infracambriens à faible pendage (vers l'amont). Les dalles rocheuses sont criblées d'innombrables marmites de géant. Une série de chenaux s'est formée par recoupement des parois de marmites ; ils canalisent alors tout l'écoulement. Le lit se rétrécit à l'aval des chutes où il entaille les grès. *(Cliché Armée de l'Air.)*



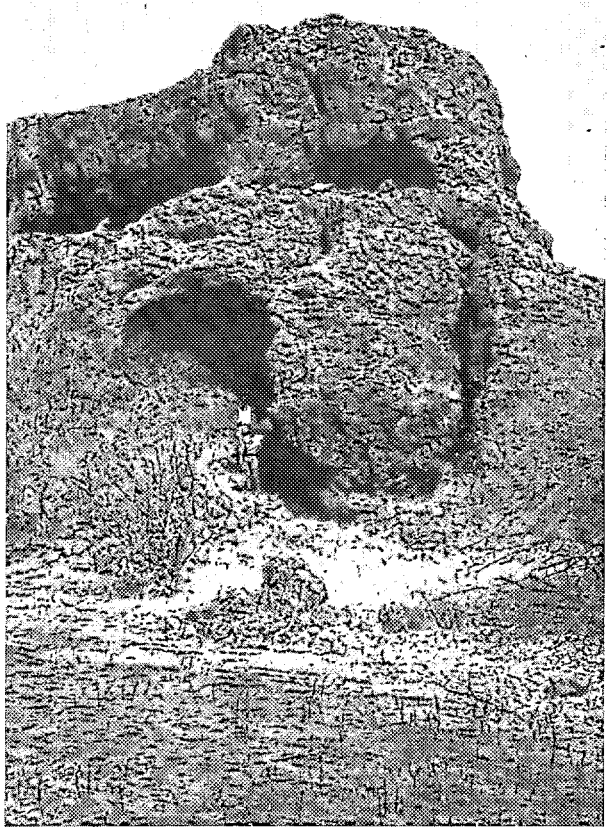
89 — *Sapement de dunes ogoliennes par le Doué à Mbantou dans la basse vallée du Sénégal.*

Un grand méandre du bras méridional du fleuve recoupe à cet endroit les extrémités d'alignements dunaires (feuille Podor). L'érosion latérale à la montée de la crue est très forte dans ce matériel sableux, bien meuble ; elle arrache fréquemment des arbres et des arbustes. La rive concave est taillée ensuite dans des dépôts fluvio-deltaïques post-nouakchottiens. Un boisement dense couvre les levées récentes de la rive convexe.



90 — *Fond d'une cuvette argileuse mal vidangée dans la basse vallée du Gorgol.*

Les argiles de décantation y sont épaisses et très compactes ; elles contiennent toujours de la montmorillonite. Après la disparition des eaux, ces terrains présentent un modelé gilgaï de bosses aplaties. Les fentes de rétraction découpent le sol en polygones pendant la saison sèche.



91 — *Butte de grès éocènes au Nord-Ouest de Maghama (feuille Sélibabi).*

Ces grès friables subissent une désagrégation granulaire intense, qui a déjà creusé plusieurs grottes dans le versant abrupt de l'inselberg. Le sable s'est accumulé au pied sous forme d'un cône très aplati (premier plan). L'érosion a enlevé le revêtement protecteur de la cuirasse qui coiffait le sommet.

O. R. S. T. O. M.

Direction Générale :
24, rue Bayard, 75008 PARIS

Service Central de Documentation :
70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY

O. R. S. T. O. M. Éditeur — Dépôt légal : 2e trimestre 1973

P. MICHEL

LES BASSINS DES FLEUVES SÉNÉGAL ET GAMBIE

ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

Tome 3

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER

ORSTOM

Planches

I Relief et hydrographie des bassins du Sénégal et de la Gambie.

II Géologie des régions traversées par les fleuves Sénégal et Gambie.

III Croquis géomorphologique : massif de Mali et haute Gambie (République de Guinée).

III a Légende des planches III – IV – V.

IV Croquis géomorphologique : contreforts du massif de Mali.

V Croquis géomorphologique : Plateau Mandingue méridional (feuille Bafing Makana).

VI Relief des pays de la Falémé – moyenne Gambie et du Fouta Djalon septentrional. L'évolution géomorphologique ancienne (pré-Quaternaire).

VII Croquis géomorphologique de la région de Yélimané (Mali occidental).

VIII Croquis géomorphologique du bassin supérieur du Bakoy (Haute-Guinée).

IX La vallée du Bafing dans la région de Bindougou et le bassin du Waé (Plateau Mandingue méridional).

Cartes

Carte géologique du Sénégal et de la Mauritanie au 1/200 000 :

feuilles DAGANA
KAÉDI
MATAM
PODOR
SAINT-LOUIS
SÉLIBABI

N.B. Ces cartes sont classées d'amont en aval comme suit : Sélibabi, Matam, Kaédi, Podor, Dagana, Saint-Louis.

Pl. I

RELIEF ET HYDROGRAPHIE DES BASSINS DU SÉNÉGAL ET DE LA GAMBIE

ÉCHELLE : 100 0 100 200 Km

Nouakchott
Boutilimit
Aleg
Bogué
Richard-Toll
Podor
Dagana
Kaédi
Matam
Kiffa
Mbout
St-Louis
Louga
Linguère
Sélibabi
Yélimané
Nioro-du-Sahel
Dembakané
Bakel
Kayar
Thiès
DAKAR
Diourbel
Kidira
Kayes
Goudiri
Kaolack
Tambacounda
Bafoulabé
Toukoto
Bathurst
Kudang
Badi
Niokolo-Koba
Kéniéba
Kita
BAMAKO
Kolda
Ziguinchor
Kédougou
Siguiri
Mali
Dangol Sigon
Toûgué
Dinguiraye
Labé
Dalaba
Dabola
Mamou

TRARZA
BRAKNA
DELTA
NIAYES
FERLO
CASAMANCE
TAGANT
ASSABA
AFOLLÉ
KOULOUNTOU
PLATEAU MANDINGUE
FOUTA DJALON

TOPOGRAPHIE

ALTITUDES
- < 250 m
- 250 – 600 m
- 600 – 1000 m
- > 1000 m

MODELÉ
- Dunes fixées
- Crêtes
- Rebord de bas plateau
- Frontière d'État

RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

- Limite des 2 bassins
- Cours d'eau à écoulement pérenne
- Cours d'eau à écoulement temporaire
- Vallées mortes

GAM-T-12 N° 60 073 DMT

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjit 7142385690
Pour A2 A3 A4:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjit 7142385690

Pl. II

GÉOLOGIE

des régions traversées par les fleuves Sénégal et Gambie

NOUAKCHOTT · Moudjéria · Boutilimit · Aleg · Kiffa · Richard-Toll · Podor · Dagana · St.-Louis · Kaédi · Mbout · Kankossa · Matam · Louga · Linguère · Nioro-du-Sahel · Sélibabi · Bakel · Kayes · Thiès · DAKAR · Ndiass · Diourbel · Kaolack · Tambacounda · BATHURST · Kolda · Ziguinchor · Bafoulabé · Kita · BAMAKO · Koundara · Kédougou · Labé · Pita · Dalaba · Tougué · Dinguiraye · Siguiri · Dabola · Mamou

NIAYES · SINE · SALOUM · GAMBIE · CASAMANCE · FALÉMÉ · BAFING · BAKOY

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

QUATERNAIRE

- d^2 *Dunes littorales (Actuel, Subactuel)*
- q^3 *Holocène, dépôts marins ou fluviatiles (Actuel à Nouakchottien)*
- d^1 *Dunes rouges recouvrant les formations antérieures (Ogolien)*
- q^2 *Quaternaire moyen lacustre*
- q^1 *Quaternaire ancien marin (Tafaritien)*

TERTIAIRE

- ct *Continental terminal*
- e_1 *Éocène inférieur à moyen*

PALÉOZOIQUE

- d *Dévonien*
- s^2 *Silurien*
- s^1 *Ordovicien*
- c^2 *Cambrien supérieur* — *Falémien*
- c^1 ou C *Cambrien inférieur (série de Kayes) et Cambrien indifférencié*
- C_{I-IV} *Infracambrien*

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

PALÉOZOIQUE

- *Série de Bakel-Mbout (schistes et quartzites)*

ANTÉCAMBRIEN

- B^2 *Birrimien : complexe volcano-sédimentaire*
- B^1 *Birrimien : faciès schisteux*

ROCHES ÉRUPTIVES

- δ *Dolérites intrapaléozoïques*
- ε *Rhyolites du Cambrien*
- γ^c *Granites posttectoniques, birrimiens*
- γ^{cs} *Granites syncinématiques et tardicinématiques birrimiens*

Complexe des serpentinites (âge inconnu)

Principales failles

Limite du golfe marin à l'Éocène supérieur et au Miocène

A — *Tracé des coupes de la figure 3*

ÉCHELLE : 100 0 100 200 Km

D'après la carte géologique de l'Afrique Occidentale au 1/2 000 000, avec quelques retouches

GAM-T-12 N° 60 093 OMT

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1 : ABERPFTHLIJDOCGOUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjl* 7142385690
Pour A2 A3 A4 : ABERPFTHLIJDOCGOUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjl* 7142385690

CROQUIS GÉOMORPHOLOGIQUE

massif de Mali et haute Gambie

(République de Guinée)

Échelle : 1/200 000

LÉGENDE DES PLANCHES III-IV-V

Revêtements latéritiques

- Première surface (du Labé)
- \+ Débris isolés
- Deuxième surface (de Dongol Sigon)
- Troisième surface (du Fantofa)
- Relief intermédiaire

Cuirasses ferrugineuses

- Haut glacis
- Moyen glacis
- Sens de la pente du glacis ou de la surface

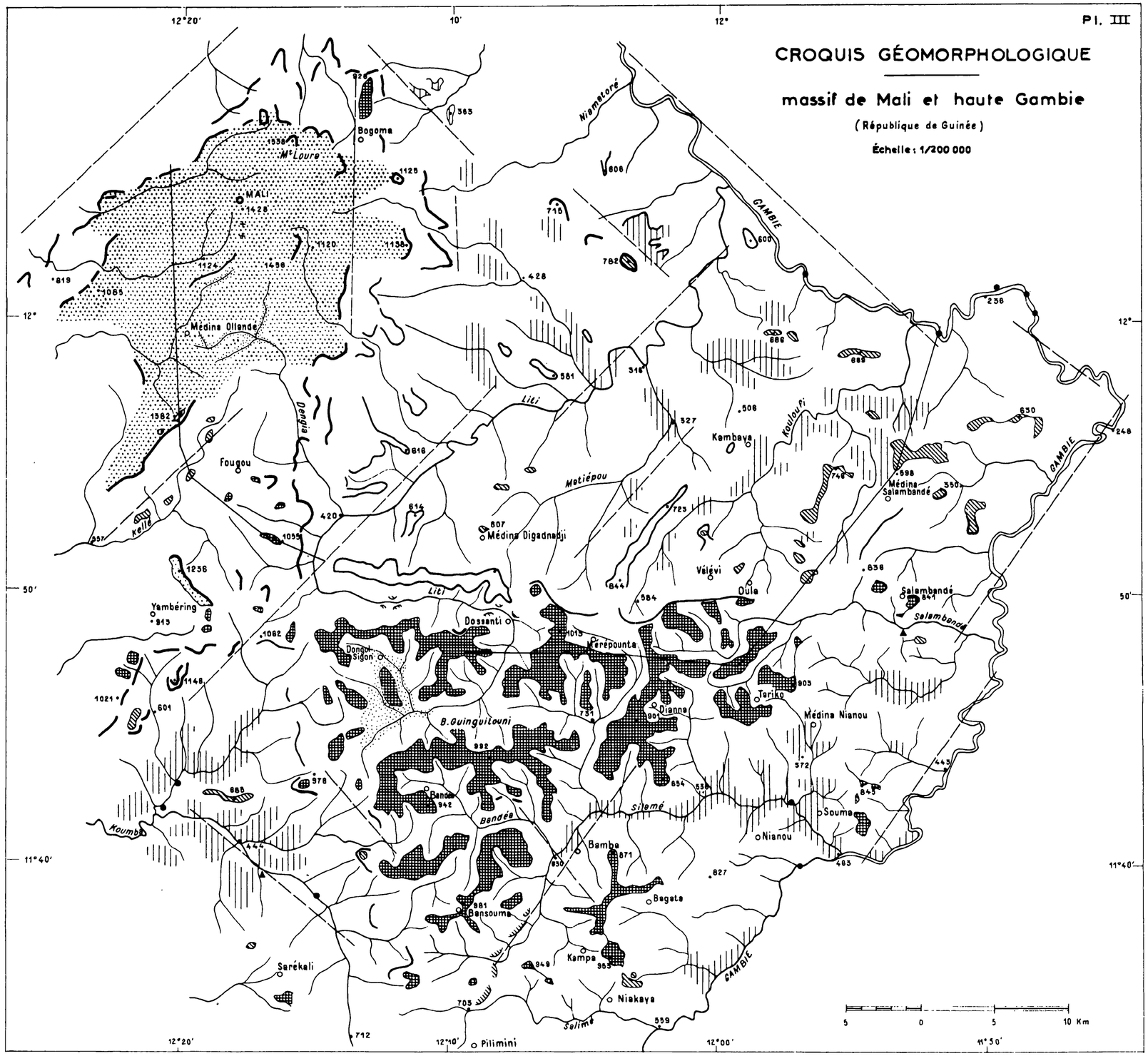
Structure et relief

- Faille probable
- Corniche de dolérite
- Rebord de plateau
- Reliefs non nivelés par la deuxième surface
- Limite de l'ensemble montagneux

Dépôts

- Moyenne terrasse
- Basse terrasse
- Graviers sous berge
- Limons de cuvettes suspendues

- .988 Altitude en mètres (point coté)
- Tracé de coupes
- Frontière



Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1 : ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2,A3,A4 : ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

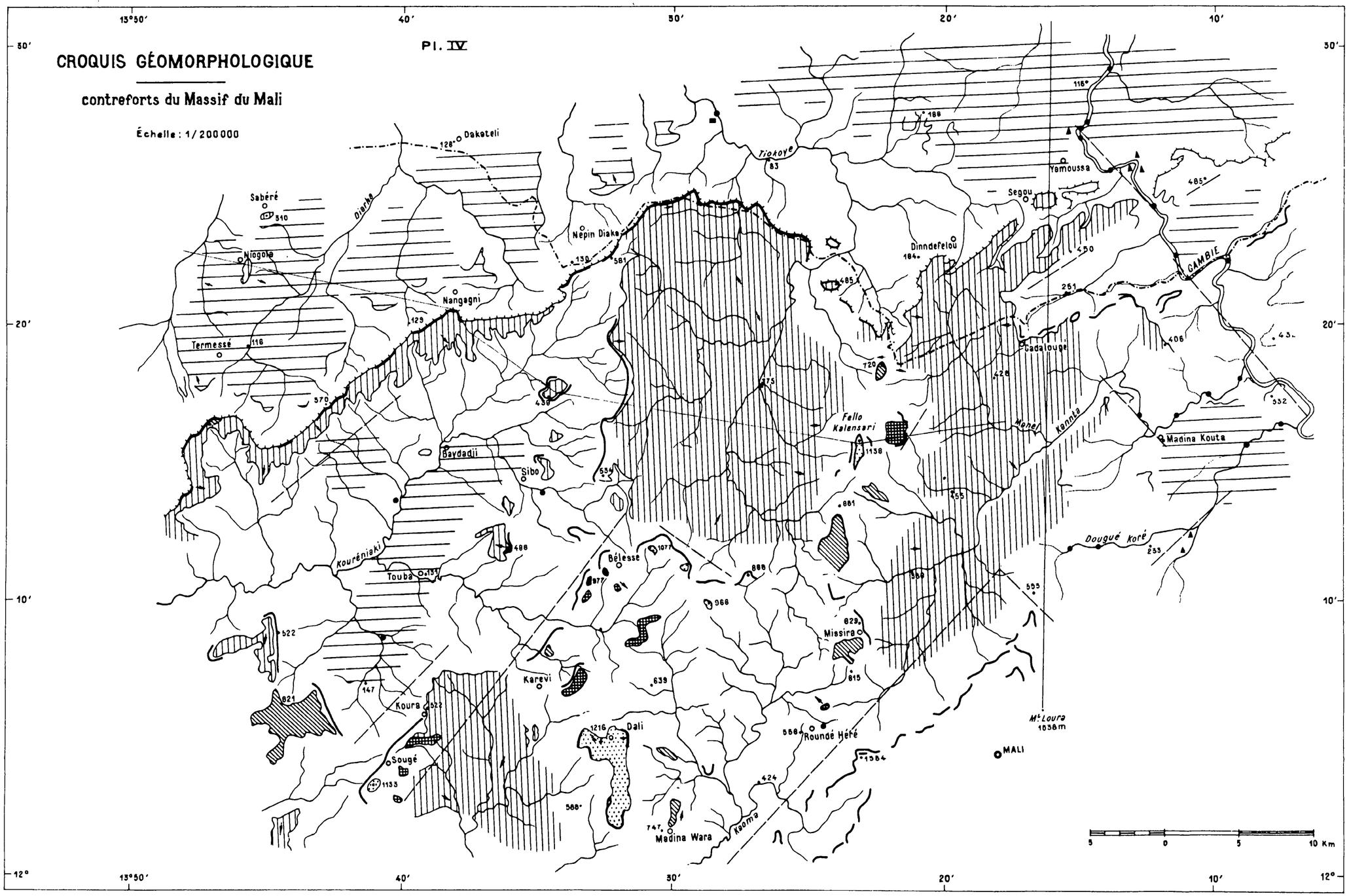
SAM-T-12
N° 60 073 DMT

Pl. IV

CROQUIS GÉOMORPHOLOGIQUE

contreforts du Massif du Mali

Échelle : 1/200000



Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1 : ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2 A3 A4 : ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

GAM-T-12
N° 60 073 DMT

CROQUIS GÉOMORPHOLOGIQUE

Plateau Mandingue méridional

(feuille Bafing Makana)

Échelle : 1/200.000

5 0 5 10 Km

PI. V

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
PourA0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
PourA2,A3,A4;ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

GAM-T-12
N° 60 073 DMT

RELIEF DES PAYS DE LA FALÉMÉ - MOYENNE GAMBIE ET DU FOUTA DJALON SEPTENTRIONAL

L' évolution géomorphologique ancienne (pré-Quaternaire)

EXTENSION DES SURFACES D'APLANISSEMENT

- 480 — *Altitude de fragments de la surface éocène (3e surface)*
- 500 — *Courbes de niveau de cette surface*
- *Reliefs résiduels qui la dominent*
- 1216 — *Témoin de la première surface*
- 828 — *Lambeau de la deuxième surface*

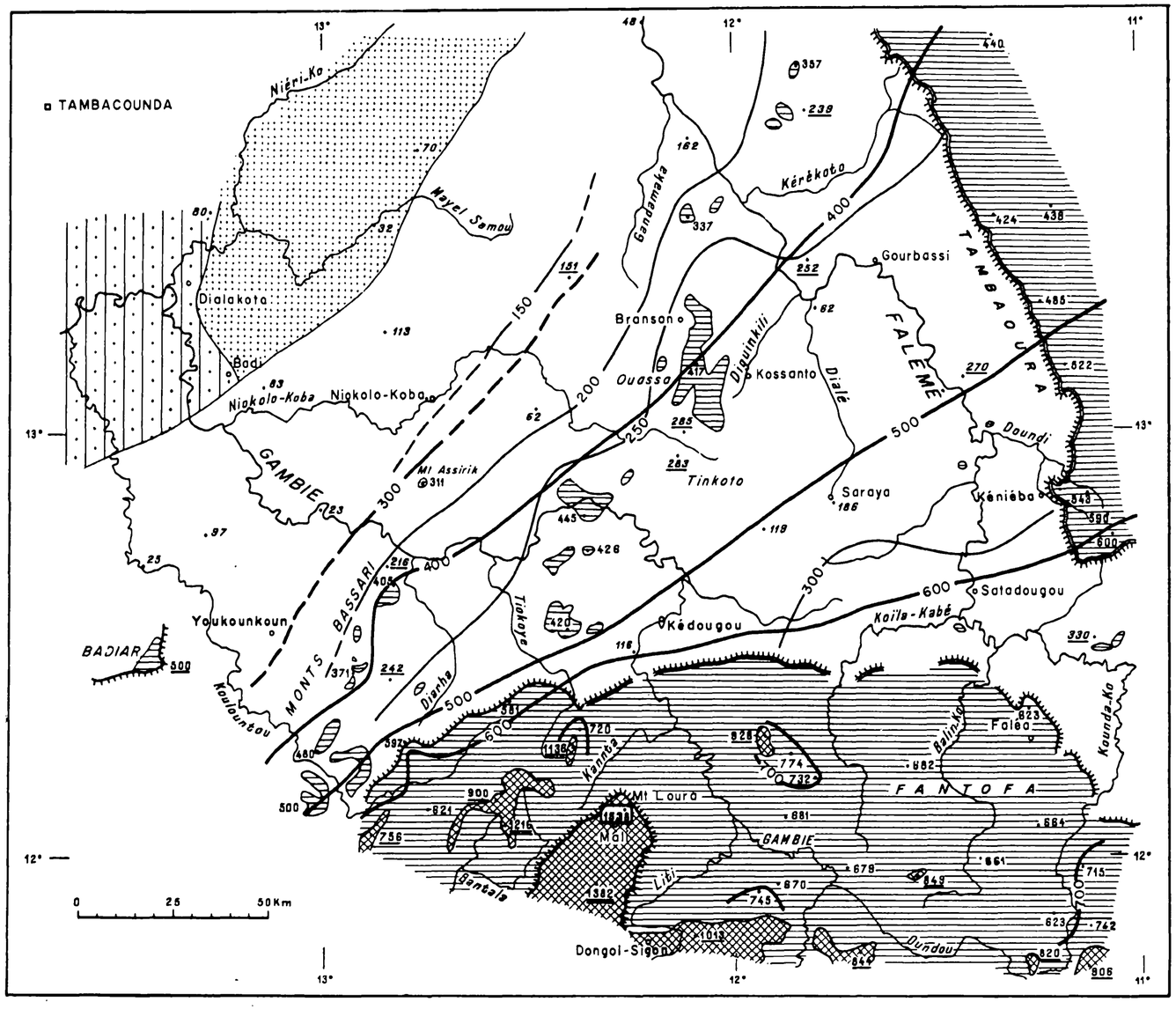
DÉVELOPPEMENT DE LA SURFACE D'ÉROSION PLIOCÈNE

- 282 — *Altitude des témoins*
- 200 — *Courbes de niveau de cette surface*
- *Plateaux et buttes de roches dures restés en relief*
- *Cuesta de grès infracambriens*
- *Autres escarpements constitués surtout de dolérites*

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE TERTIAIRE

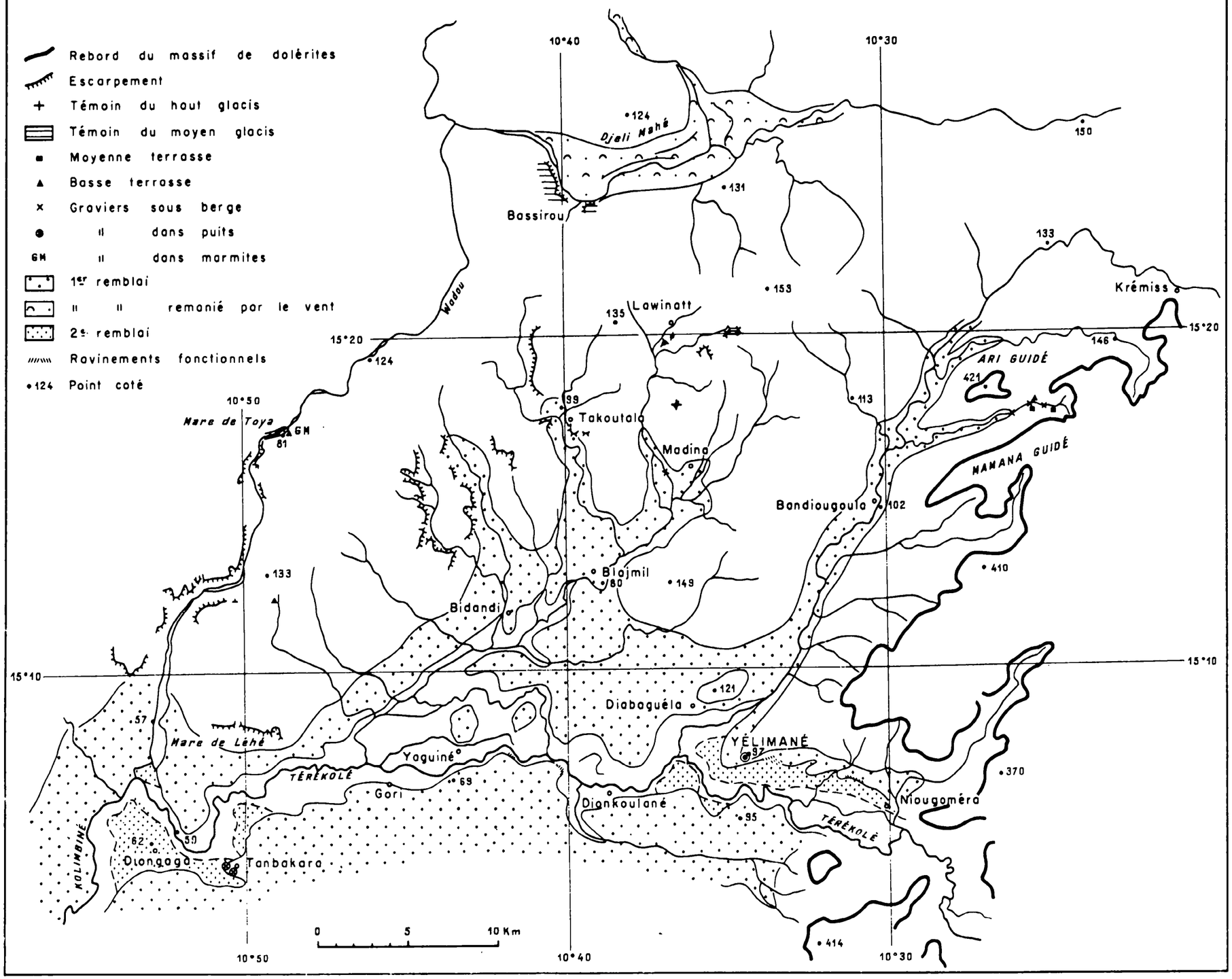
- *Grès du Continental terminal sur les dépôts calcaires de l'Éocène moyen (faciès néritique)*
- *Grès du Continental terminal sur les dépôts gréseux de l'Éocène moyen (faciès littoral)*
- 97 — *Cote du modelé post-Pliocène*

1538 — *Point culminant des bassins des fleuves Sénégal et Gambie*



Cette mire doit être lisible dans son intégralité
PourA0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
PourA2,A3,A4;ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
GAM-T-12
N° 60 073 DMT

CROQUIS GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA RÉGION DE YÉLIMANÉ



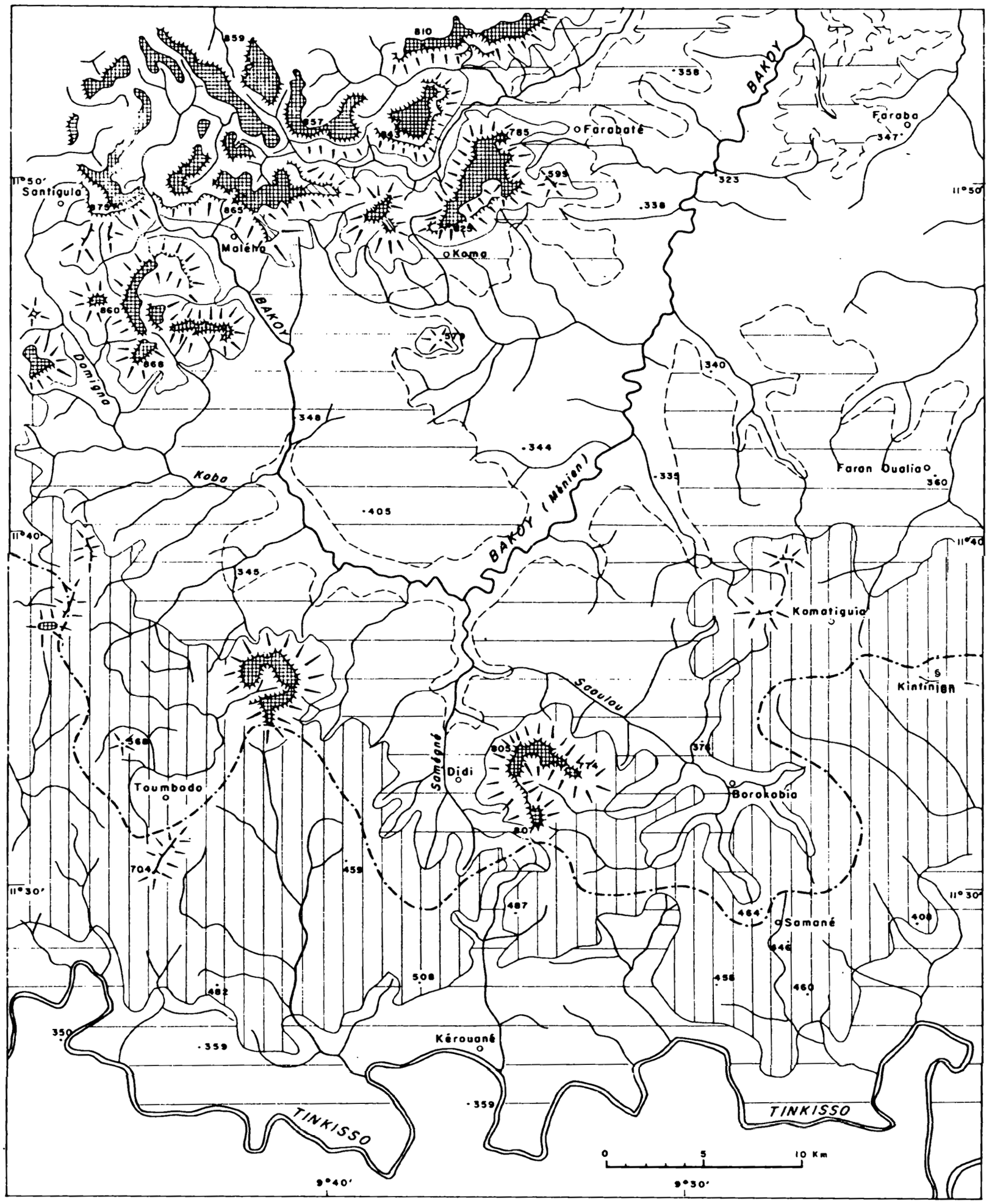
Cette mire doit être lisible dans son intégralité
PourA0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
PourA2,A3,A4;ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

GAM-T-12
N° 60 073 DMT

Pl. VIII

CROQUIS GÉOMORPHOLOGIQUE DU BASSIN SUPÉRIEUR DU BAKOY



Haut plateau latéritique : *lambeaux de la deuxième surface*

Corniche

Grand versant

Crête

Plateau de 400 à 500 m : *haut glacis cuirassé (?)*

Bas plateau de 350 à 400 m : *moyen glacis cuirassé (?)*

Courbe de niveau 400 m

Courbe de niveau 350 m

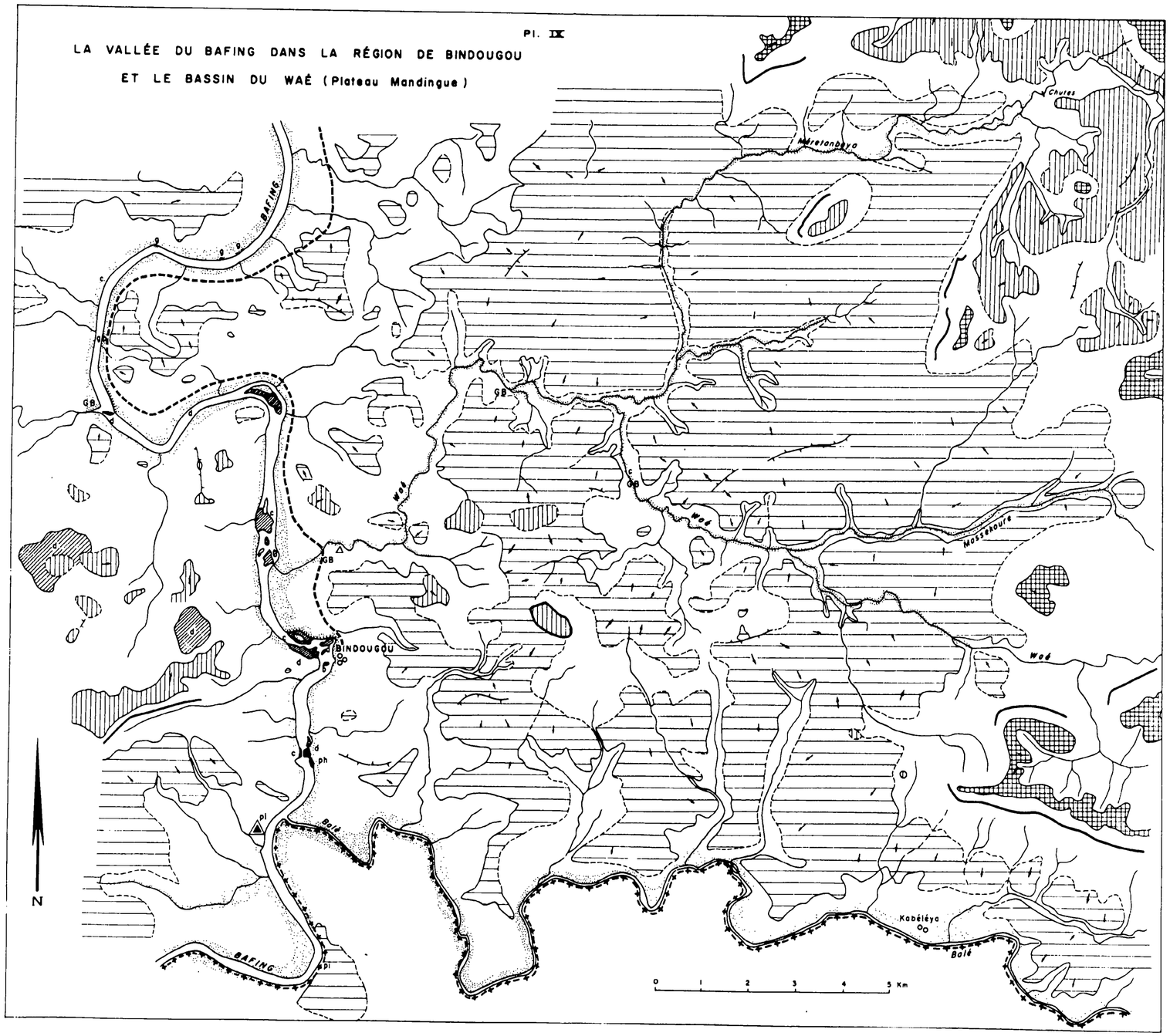
405. Point coté IGN

Ligne de partage des eaux entre le Bakoy et le Tinkisso

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2,A3,A4:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
GAM-T-12
N° 60 073 DMT

PI. IX

LA VALLÉE DU BAFING DANS LA RÉGION DE BINDOUGOU ET LE BASSIN DU WAÉ (Plateau Mandingue)



Corniche importante

Vastes affleurements de roches sur les interfluves

Seuils et pointements rocheux dans le lit du Bafing

b *brèche* g *grès* ph *phtanites*

c *cornéenne* gp *grès à plaquettes* pi *pélites*

d *dolérite*

Crête (ligne de partage des eaux)

TERRAINS COUVERTS DE CUIRASSES

Lambeau de la 3e surface d'aplanissement ou du relief intermédiaire

Haut glacis

Moyen glacis

Sens de la pente: → *pente forte (>6°)* → *pente faible (<6°)*

Limite nette

Limite imprécise

FORMATIONS ALLUVIALES

Basse terrasse (galets)

Basse terrasse remaniée

GB Galets et graviers sous berge

Galets et graviers dans des marmites

Dépôts du premier remblai (sable fin argileux)

Banc de sables et de graviers

Berge sapée par la crue

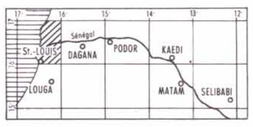
Village

+–+– Frontière de la Guinée

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
PourA0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
PourA2A3A4:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
GAM-T-12
N° 60 073 OMT

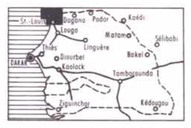
CARTE GEOLOGIQUE DU SENEGAL AU 1 : 200.000

Auteurs des levés : J. TRICART, P. MICHEL, P. ELOUARD, L. HEBRARD et J. DUBOIS
Coordinateur : P. MICHEL



SAINT-LOUIS

Carte établie par le BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES



REPUBLIQUE DU SENEGAL
MINISTERE DU COMMERCE, DE L'INDUSTRIE ET DE L'ARTISANAT
DIRECTION DES MINES ET DE LA GEOLOGIE

Imprimé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières en 1967
Reproduction interdite

Echelle 1 : 200.000

5 0 5 10 15 20 km

Fond topographique de la Carte de l'Afrique de l'Ouest au 1/200.000 ... Feuille NE-28-II
Institut Géographique National - PARIS . Annexe de DAKAR
Projection de Mercator Transverse Universelle (M.T.U.)

QUATERNAIRE

DEPOTS ACTUELS ET SUB ACTUELS
- Cuvettes argileuses de décantation
- Sebkhas (terrains très salés)
- Dunes vives et bourrelets de sebkhas
- Vasières (slikkes et schorres)
- Levées sub-actuelles
- Dunes littorales semi-fixées
- Remaniement de dunes rouges

DEPOTS POST-NOUAKCHOTTIENS
- Levées deltaïques (sable fin, limon)
- Cordons littoraux et dunes jaunes

NOUAKCHOTTIEN
- Terrasse marine sableuse
- Dépôts lacustres (diatomites)

OGOLIEN
- Dune rouge arasée
- Dunes rouges

QUATERNAIRE MOYEN
- £ Cuirrasse ferrugineuse

TERTIAIRE

EOCENE INFERIEUR
- Ei Yprésien., calcaires, argiles feuilletées, phosphate de chaux

- Gisement fossilifère en affleurement
- 2710 Gisement fossilifère (2710 : âge absolu, ans B.P.)

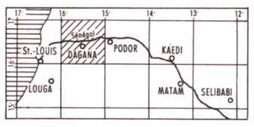
CARTE GEOLOGIQUE DU SENEGAL AU 1: 200.000

Auteurs des levés : Quaternaire fluvial et marin : P. MICHEL et J. TRICART

Tertiaire : A. CHINO – M. DIENG – P. ELOUARD – C. MONCIARDINI – M. PASCAL – C. SAINTON

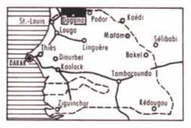
Coordinateur : M. PASCAL

JC. QUINQUIS



DAGANA

Carte établie par le BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES



REPUBLIQUE DU SENEGAL

MINISTERE DU COMMERCE, DE L'INDUSTRIE ET DE L'ARTISANAT

DIRECTION DES MINES ET DE LA GEOLOGIE

Imprimé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minieres en 1967 — Reproduction interdite

Fond topographique de la carte de l'Afrique de l'Ouest au 1/200.000 — Feuille NE 28 III — Institut Géographique National PARIS. Annexe de DAKAR — Projection de Mercator Transverse Universelle (M.T.U)

Echelle 1 : 200.000

5 0 5 10 15 20 km

QUATERNAIRE

DEPOTS ACTUELS ET SUB ACTUELS

- Cuvettes argileuses de décantation
- Parties basses au sol très argileux
- Levées actuelles et subactuelles
- Remaniement de dunes rouges

DEPOTS POST-NOUAKCHOTTIENS

- Hautes levées fluvio-deltaïques (sable fin, limon)

NOUAKCHOTTIEN

- Terrasse marine sableuse
- Dépôts lacustres (sable calcaire, argile calcaire)

OGOLIEN

- Dunes rouges

QUATERNAIRE ANCIEN ET MOYEN

- Calcaires lacustres du lac RKIZ
- £ Cuirasse ferrugineuse

TERTIAIRE

OLIGO-MIO-PLIOCENE

- ct «Continental terminal» grès et sables argileux, argiles kaoliniques

EOCENE INFERIEUR

- Ei Yprésien, calcaires, argiles feuilletées, phosphate de chaux

T Gisement fossilifère (6740 : âge absolu, ans B.P.)

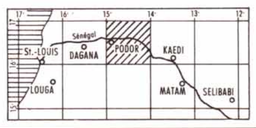
Ł Indice de phosphate de chaux

CARTE GEOLOGIQUE DU SENEGAL AU 1: 200.000

Auteurs des levés : Quaternaire fluvial et marin : P. MICHEL

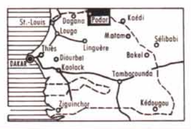
Tertiaire : M. DIENG, P. ELOUARD et M. PASCAL – Coordinateur : M. PASCAL

JC. QUINQUIS



PODOR

Carte établie par le BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES



REPUBLIQUE DU SENEGAL

MINISTERE DU COMMERCE, DE L'INDUSTRIE ET DE L'ARTISANAT

DIRECTION DES MINES ET DE LA GEOLOGIE

Imprimé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minieres en 1967 – Reproduction interdite

Fond topographique de la carte de l'Afrique de l'Ouest au 1/200.000 – Feuille NE 28 IV – Institut Géographique National PARIS. Annexe de DAKAR – Projection de Mercator Transverse Universelle (M.T.U)

Echelle 1 : 200.000

5 0 5 10 15 20 km

QUATERNAIRE

DEPOTS ACTUELS ET SUB ACTUELS

- Cuvettes argileuses de décantation
- Parties basses au sol très argileux
- Bancs de sable
- Levées actuelles et subactuelles

DEPOTS POST-NOUAKCHOTTIENS

- Hautes levées fluvio-deltaïques (sable fin, limon)

NOUAKCHOTTIEN

- Terrasse marine sableuse
- Dépôts lacustres (sable calcaire, argile calcaire)

OGOLIEN

- Dunes rouges

QUATERNAIRE ANCIEN ET MOYEN

- £ Cuirasse ferrugineuse
- ▲ Basse terrasse (galets)
- \+ Colluvions de la moyenne terrasse
- ▣ Haute terrasse (galets)
- ☤ Gisement fossilifère en affleurement

TERTIAIRE

OLIGO-MIO-PLIOCENE

- ct «Continental terminal» grès et sables argileux argiles kaoliniques

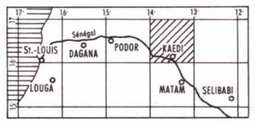
EOCENE MOYEN

- Em^b «Formation jaune», grès argileux jaune localement glauconieux
- Em^a Calcaire, dolomie, argile feuilletée

CARTE GEOLOGIQUE DE LA R.I.M. AU 1: 200.000

Auteurs des levés : Quaternaire fluvial : P. MICHEL
Tertiaire : M. DIENG, P. ELOUARD et M. PASCAL Coordinateur : M. PASCAL
Soubassement : J.C. CHIRON

J.C. QUINQUIS



KAEDI

Carte établie par le BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES



REPUBLIQUE ISLAMIQUE DE MAURITANIE
HAUT COMMISSARIAT A L'INDUSTRIALISATION ET AUX MINES
DIRECTION DES MINES ET DE L'INDUSTRIE

Imprimé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minieres en 1967 — Reproduction interdite

Fond topographique de la carte de l'Afrique de l'Ouest au 1/200.000 — Feuille NE 28 V — Institut Géographique National PARIS. Annexe de DAKAR — Projection de Mercator Transverse Universelle (M.T.U)

Echelle 1 : 200.000

5 0 5 10 15 20 km

QUATERNAIRE

DEPOTS ACTUELS ET SUB ACTUELS

- Cuvettes argileuses de décantation
- Parties basses au sol très argileux
- Bancs de sable
- Levées actuelles et subactuelles

DEPOTS POST-NOUAKCHOTTIENS

- Hautes levées (sable fin, limon)

OGOLIEN

- Premier remblai et dunes rouges ensablées
- Premier remblai sablo-argileux
- Dunes rouges

QUATERNAIRE ANCIEN ET MOYEN

- £ Cuirasse ferrugineuse
- ▲ Basse terrasse (galets)
- ■ Moyenne terrasse (poudingue)

TERTIAIRE

OLIGO-MIO-PLIOCENE

- ct «Continental terminal», grès et sables argileux, argiles kaoliniques

EOCENE MOYEN

- Em^b «Formation jaune», grès argileux jaune, localement fossilifère ou glauconieux, à passées de cherts
- $Em^a(c)$ Calcaire, dolomie, argile feuilletée, phosphate de chaux
- $Em^a(g)$ Grès ferrugineux (« grès du Gorgol »), grès tendre, argile kaolinique à lentilles et niveaux de grès-quartzite (« grès de Savoldi ») et à passées conglomératiques

Série de M'BOUT (Cambro-ordovicien possible, épimétamorphique et plissé)

- Bζ Séricitoschistes, micaschistes, arkoses métamorphiques
- Bvb, Bvc Formations volcaniques et volcano-sédimentaires basiques : dioboses, prasinites, chloritoschistes (Bvb) ; calcschistes, carbonates ferrugineux (Bvc)
- δ Dolérites
- Filon de quartz blanc

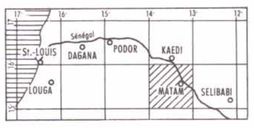
- Indice de phosphate de chaux
- Gisement fossilifère en affleurement
- Faille
- Direction de schistosité
- Pendage de schistosité

CARTE GEOLOGIQUE DU SENEGAL AU 1: 200.000

Auteurs des levés : Quaternaire fluvial : P. MICHEL

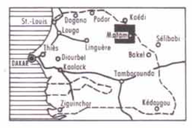
Tertiaire : M. DIENG, P. ELOUARD et M. PASCAL _ Coordinateur : M. PASCAL

JC. QUINQUIS



MATAM

Carte établie par le BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES



REPUBLIQUE DU SENEGAL

MINISTERE DU COMMERCE, DE L'INDUSTRIE ET DE L'ARTISANAT

DIRECTION DES MINES ET DE LA GEOLOGIE

Imprimé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minieres en 1967 — Reproduction interdite

Fond topographique de la carte de l'Afrique de l'Ouest au 1/200.000 — Feuille ND 28 XXIII — Institut Géographique National PARIS. Annexe de DAKAR — Projection de Mercator Transverse Universelle (M.T.U.)

Echelle 1 : 200.000

5 0 5 10 15 20 km

QUATERNAIRE

DEPOTS ACTUELS ET SUB ACTUELS

- Cuvettes argileuses de décantation
- Parties basses au sol très argileux
- Bancs de sable
- Levées actuelles et subactuelles

DEPOTS POST-NOUAKCHOTTIENS

- Hautes levées (sable fin, limon)

OGOLIEN

- Premier remblai érosé
- Premier remblai sablo-argileux
- Dunes rouges

QUATERNAIRE ANCIEN ET MOYEN

- £ Cuirasse ferrugineuse
- ▲ Basse terrasse (galets)
- ■ Moyenne terrasse (poudingue)

- Indice de phosphate de chaux
- Gisement fossilifère en affleurement
- Gisement fossilifère fourni par les déblais de puits
- Faille

TERTIAIRE

OLIGO-MIO-PLIOCENE

- ct «Continental terminal» grès argileux, argiles kaoliniques

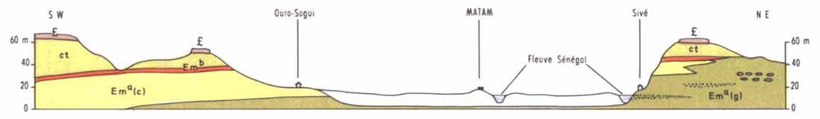
EOCENE MOYEN

RIVE GAUCHE DU FLEUVE ET REGION DE SIVE-KOUNDEL

- Em^b « Formation jaune » Grès argileux jaune à passées de cherts, lumachelle
- $Em^a(c)$ Calcaire, dolomie, argile feuilletée, grès tendre, phosphate de chaux, à intercalations de grès-quartzite
- $Em^a(ga)$ Grès fin argileux tendre, argile sableuse, sable siliceux

RIVE DROITE DU FLEUVE

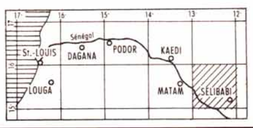
- « Formation jaune » Em^b
- Grès ferrugineux (« grès du Gorgol »), grès tendres, argiles kaoliniques, à lentilles de grès-quartzite et passées conglomératiques $Em^a(g)$



COUPE TRANSVERSALE DE LA VALLEE DU SENEGAL AU 1 : 200.000

CARTE GEOLOGIQUE DE LA R.I.M. AU 1: 200.000

Auteurs des levés : Quaternaire fluvial : P. MICHEL
Tertiaire : M. DIENG, P. ELOUARD et M. PASCAL Coordinateur : M. PASCAL
Paléozoïque : C. BENSE
Soubassement : P. LILLE avec compléments par J.C. CHIRON



SELIBABI

Carte établie par le BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES



REPUBLIQUE ISLAMIQUE DE MAURITANIE
HAUT COMMISSARIAT A L'INDUSTRIALISATION ET AUX MINES
DIRECTION DES MINES ET DE L'INDUSTRIE

Imprimé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minieres en 1967
Reproduction interdite

Fond topographique de la carte de l'Afrique de l'Ouest au 1/200.000 — Feuille ND 28 XXIV
Institut Géographique National PARIS. Annexe de DAKAR
Projection de Mercator Transverse Universelle (M.T.U.)

Echelle 1 : 200.000

5 0 5 10 15 20 km

QUATERNAIRE

DEPOTS ACTUELS ET SUB-ACTUELS
- Alluvions sablo-argileuses indifférenciées
- Cuvettes argileuses de décantation
- Parties basses au sol très argileux
- Bancs de sable
- Levées actuelles et subactuelles

DEPOTS POST-NOUAKCHOTTIENS
- Hautes levées (sable fin, limon)

NOUAKCHOTTIEN
- Deuxième rembla sableux

OGOLIEN
- Premier rembla orasé
- Premier rembla sablo-argileux
- Sables de couverture
- Dunes rouges

QUATERNAIRE ANCIEN ET MOYEN
- £ Cuirasse ferrugineuse
- Moyenne terrasse (poudingue)

TERTIAIRE

OLIGO-MIO-PLIOCENE
- ct «Continental terminal», grès et sables argileux, argiles kaoliniques

EOCENE MOYEN
- Em^b «Formation jaune», grès argileux jaune à passées de cherts, lumachelle
- $Em^a(c)$ Calcaire, dolomie, argile feuilletée, phosphate de chaux
- $Em^a(g)$ Grès fin argileux, argile sableuse, sable siliceux
- $Em^a(ga)$ Grès ferrugineux, grès tendre, argile kaolinique à lentilles de grès-quartzite et à passées conglomératiques

PALEOZOIQUE

CAMBRO-ORDOVICIEN
- CO Grès de l'Assaba

SERIE DE SELIBABI (Cambro-Ordovicien possible, épimétamorphique et plissé)
Formations d'origine sédimentaire
- Sqs Grès et grès-quartzites, parfois légèrement métamorphiques (Equivalent probable des grès de l'Assaba)
- Sp Pélites vertes et grises parfois légèrement métamorphiques, et pélites rouges à hématites
- Spg Pélites gréseuses noires à oligiste
- S Dolomie
- Scgq Conglomérat à galets de quartz et quartzites
- ScgY Conglomérats et agglomérats polygéniques à galets ou blocs granitiques
- Sgr Grauwackes, tufs acides, cinérites

Complexe volcanique
- Sj Jaspilites rouges ou noires
- Svb Roches volcaniques basiques à tendance spilitique : laves, conglomérats à galets et ciment volcaniques, dolérites
- Ss Serpentines
- S Série de Sélibabi indifférenciée
- SB Zone indifférenciée (sol argilo-sableux recouvrant la Série de Sélibabi ou les Séries de M'Bout et de Bakel)

SERIES DE M'BOUT ET DE BAKEL (Cambro-Ordovicien probable, parfois légèrement métamorphique)
- Bc Cipolins
- Bqs Quartzites et séricitoschistes supérieurs
- Bq Quartzites (niveau repère)
- Bqm Quartzschistes
- Bζ Sericitoschistes et micaschistes
- Bcgq Conglomérat métamorphique à galets de quartz et quartzites
- BcgY Conglomérat métamorphique polygénique à galets granitiques
- Bva Formations volcaniques et volcano-sédimentaires acides : rhyolites, dacites, tufs et orkoses métamorphiques.
- Bvb Formations volcaniques et volcano-sédimentaires basiques : dolerites, laves (?) andésitiques métamorphiques, tufs métamorphiques, tufs métamorphiques à amphiboles et pyroxènes résiduels, calchlorito-schistes, chloritoschistes
- B Séries de M'Bout et de Bakel indifférenciées

FORMATIONS ATTRIBUEES AU PRECAMBRIEN "C"
Socle à faciès birrimien
- (C)γ^{IV} Granodiorite et diorite quartzique
- (C)γ2m Granites à deux micas
- γ Granites indifférenciés
- Mylonite

FORMATIONS ATTRIBUEES AU PRECAMBRIEN "D"
- (D)ζal Micaschistes albitiques, schistes verts oblitiques
- (D)Qf Quartzites ferrugineux et quartzites à grenats — Série de Diala-Bouenzé
- (D)s Serpentines
- (D)A Amphibolites feldspathiques

- Filon de quartz blanc
- Faille
- Lithoclase
- Pendage de schistosité
- Gisement fossilifère en affleurement
- Indice de phosphate de chaux
- Indice de chrome