TRAVAUX
ET DOCUMENTS
DE L'O.R.S.T.O.M.

PÉDOGENÈSE SUR LE SOCLE GRANITO-GNEISSIQUE DU TOGO

DIFFÉRENCIATION DES SOLS ET REMANIEMENTS SUPERFICIELS

André LÉVÊQUE

ÉDITIONS DE L'OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

RENSEIGNEMENTS, CONDITIONS DE VENTE

Pour tout renseignement, abonnement aux revues périodiques, achat d'ouvrages et de cartes, ou demande de catalogue, s'adresser au :

SERVICE DES PUBLICATIONS DE L'ORSTOM
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY (France)

- Tout paiement sera effectué par chèque bancaire barré ou par C. C. P., au nom du Service des Publications ORSTOM-C.C.P. : 22.272-21 Y PARIS.
- Achat au comptant possible à la bibliothèque de l'ORSTOM, 24, rue Bayard, 75008 PARIS.

I - CAHIERS ORSTOM

BIOLOGIE
ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET PARASITOLOGIE
HYDROBIOLOGIE
HYDROLOGIE
OCÉANOGRAPHIE
PÉDOLOGIE
SCIENCES HUMAINES

séries trimestrielles	Abonnement :	*France*	120 F.	
		Etranger	156 F.	36,30 US dollars
GÉOLOGIE - *série semestrielle*	Abonnement :	*France*	96 F.	
		Etranger	120 F.	28,00 US dollars

II - BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE

12 numéros par an *(15 fascicules)*	Abonnement :	*France*	115 F.	
		Etranger	130 F.	30,25 US dollars

Dans la collection des Mémoires de l'ORSTOM

R. BOULET

N° 85 — Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Paris, 1978, 272 p.

Y. CHATELIN

N° 88 — Une épistémologie des sciences du sol. Paris, 1979, 154 p.

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'O.R.S.T.O.M.
N° 108

André LÉVÊQUE
Pédologue de l'O.R.S.T.O.M.
docteur ès sciences naturelles

PÉDOGENÈSE SUR LE SOCLE GRANITO-GNEISSIQUE DU TOGO

DIFFÉRENCIATION DES SOLS ET REMANIEMENTS SUPERFICIELS

O.R.S.T.O.M.
PARIS
1979

Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse de Doctorat d'Etat de Sciences Naturelles, obtenue le 24 juin 1975 à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg.

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, fait 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.

© ORSTOM, 1979
ISBN 2-7099-0514-0

Avant-propos

Ce mémoire marque le terme des études que j'ai menées pendant près de neuf années au Togo. Il résume l'essentiel de ce que j'ai pu retirer d'une longue série de travaux de terrain effectués sur une région naturelle qui couvre environ la moitié du pays.

Avant l'exposé des résultats et des conclusions, mon devoir le plus agréable est de remercier tous ceux sans qui il m'aurait été impossible de présenter ce travail.

Ma très vive gratitude va tout d'abord à Monsieur le Doyen G. MILLOT qui a bien voulu, dès 1971 se charger de patronner cette thèse et aujourd'hui, de présider le Jury après avoir consacré un temps précieux à lire et à critiquer un manuscrit rédigé d'une manière hâtive.

Mes remerciements vont également à Mademoiselle Hélène PAQUET pour son amicale collaboration scientifique et sa disponibilité de tous les instants dans le règlement des problèmes administratifs. Ils vont également à Monsieur le Professeur J. LUCAS qui malgré ses charges à l'Institut de Géologie de Strasbourg, a bien voulu participer au Jury.

Ma profonde reconnaissance va à Monsieur le Professeur G. AUBERT, pour avoir accepté de faire partie du Jury et pour m'avoir communiqué, comme à bien d'autres, sa foi inébranlable en notre discipline. Elle va également à Monsieur le Professeur N. LENEUF dont les critiques me furent une aide précieuse pour la mise au point du manuscrit.

J'exprime ma respectueuse reconnaissance à Monsieur le Professeur G. CAMUS, Directeur Général de l'O.R.S.T.O.M. qui me conseilla en 1964, de présenter mon travail sous forme d'une thèse, ainsi qu'à Monsieur J. SEVERAC, Secrétaire Général.

Je me fais également un très agréable devoir de remercier Monsieur G. PEDRO, mon parrain scientifique et Monsieur M. LAMOUROUX, mon directeur scientifique, auprès de qui j'ai toujours trouvé aide et compréhension.

J'exprime également ma gratitude à Monsieur le Professeur A. RUELLAN. Sa participation au Jury est un nouveau témoignage de l'amitié avec laquelle il a tenu à m'apporter son aide au cours de mes travaux au Togo.

Je rends un hommage particulier à Monsieur le Professeur Ph. DUCHAUFOUR. Je suivis auprès de lui, mes premiers cours de pédologie et son enseignement fut à l'origine de ma carrière de chercheur.

Mes respectueux hommages vont d'autre part, à Monsieur et Madame B. CHOUBERT qui animaient, à Cayenne le Centre de l'O.R.S.T.O.M. auquel je fus affecté pour la première fois outre-mer. Leur dévouement total à la recherche fut pour tous les chercheurs de ce Centre, un exemple remarquable.

Je ne saurais oublier ici, tous mes collègues qui sur le terrain ou pendant la mise au net de mon travail, m'ont toujours témoigné leur amical encouragement : MM. P. AUDRY, G. BOCQUIER, R. BOULET, P. FAURE, F. X. HUMBEL, F. LELONG, P. QUANTIN, G. SIEFFERMANN, M. VIENNOT.

Je tiens à exprimer mes vifs remerciements à tous ceux qui n'ont pas ménagé leurs soins dans les nombreux travaux que je leur ai demandé de bien vouloir réaliser ou superviser : L. DELCAMBRE, J. KPACHAVI et le personnel du laboratoire de Lomé, P. PELLOUX et tous les techniciens du laboratoire de chimie des sols des S.S.C. de l'O.R.S.T.O.M.; D. DELAUNE, J. HARLE, J. F. PARROT, J. C. PLOTTE, P. VERDONI, pour les analyses granulométriques et minéralogiques ainsi que pour la confection de lames minces; G. FUSIL, M. KOUKOUI et M. PINTA pour des *déterminations d'argiles;* V. ANDRE, L. HOUX et J. DEJARDIN pour les travaux de calcul; K. KOBYLANSKI, C. MASSONI, E. PELLEGRIN et M. H. PERROT pour les travaux de documentation; G. ARNAUD, J. CHAMBRE, E. DECOBERT, C. R. HIERNAUX, S. LATOUCHE, M. TEPPAZ et M. T. TUAL pour toutes les tâches souvent fastidieuses de dactylographie et de reproduction.

Enfin, j'exprime mes remerciements particulièrement chaleureux à tous les techniciens et ouvriers Togolais dont l'ardeur, la bonne volonté et le sens du travail bien fait n'ont fait défaut un seul instant : J. B. MENSAH, K. MAHOUGNON et les multiples terrassiers qui se sont joints à nous au cours des tournées.

Introduction

A la suite de MILNE (1935) qui mit en lumière les différenciations pédologiques de l'amont vers l'aval des versants, de nombreux chercheurs se sont attachés à l'étude de la redistribution des matériaux figurés ou dissous à l'échelle de ces unités du paysage.

En Afrique francophone, un assez récent travail, celui de BOCQUIER (1971) au Tchad, retrace avec minutie les différents processus qui font apparaître au long de deux toposéquences, situées en climat sahélo-soudanien, une succession de sols génétiquement très liés. Les différenciations sont d'autant plus marquées que le passage entre des sols ferrugineux tropicaux lessivés, en amont, et des vertisols, en aval, s'effectue sur une distance de l'ordre de 100 à 250 m.

BOULET (1974), en Haute Volta vient de préciser les conditions naturelles qui permettent à une telle dynamique de s'exercer. Il en définit les limites en démontrant que le passage à des conditions climatiques ou pédoclimatiques plus humides oriente les différenciations dans une direction verticale, la kaolinite remplaçant alors progressivement la montmorillonite, par accélération des phénomènes de lixiviation.

Au Togo, dans une zone plus arrosée que celles où ont travaillé ces deux auteurs, on observe très généralement, tout au long des versants, une succession de sols très différents les uns des autres. Le gradient pédogénétique se rapproche de celui des toposéquences de BOCQUIER. Il fait apparaître, dans les parties les plus élevées du paysage, des sols marqués par l'exclusivité de la kaolinite et la forte « expression » des sesquioxydes de fer dans les horizons les plus évolués. Ceci traduit la dominance de la lixiviation des éléments les plus solubles. Au contraire, dans les parties basses du paysage, la prédominance de la montmorillonite apparaît découler de la concentration d'éléments mis, au préalable, en solution.

Il était alors tentant d'apporter à la séquence climatique esquissée par les résultats de BOCQUIER puis de BOULET, un maillon supplémentaire en recherchant la part respective des dynamiques latérales et verticales à l'échelle de toposéquences dans une région plus humide.

En fait, les travaux de terrain, effectués dans le cadre d'une cartographie pédologique à l'échelle de 1/200 000 sur le socle granito-gneissique, ont montré que la démarche se compliquait de plusieurs facteurs :

— les différences d'âge entre les sols, d'une unité géomorphologique à l'autre, et les possibilités de polyphasage;
— l'hétérogénéité du socle;
— et, surtout, les intenses et parfois profonds remaniements superficiels subis par tous les sols.

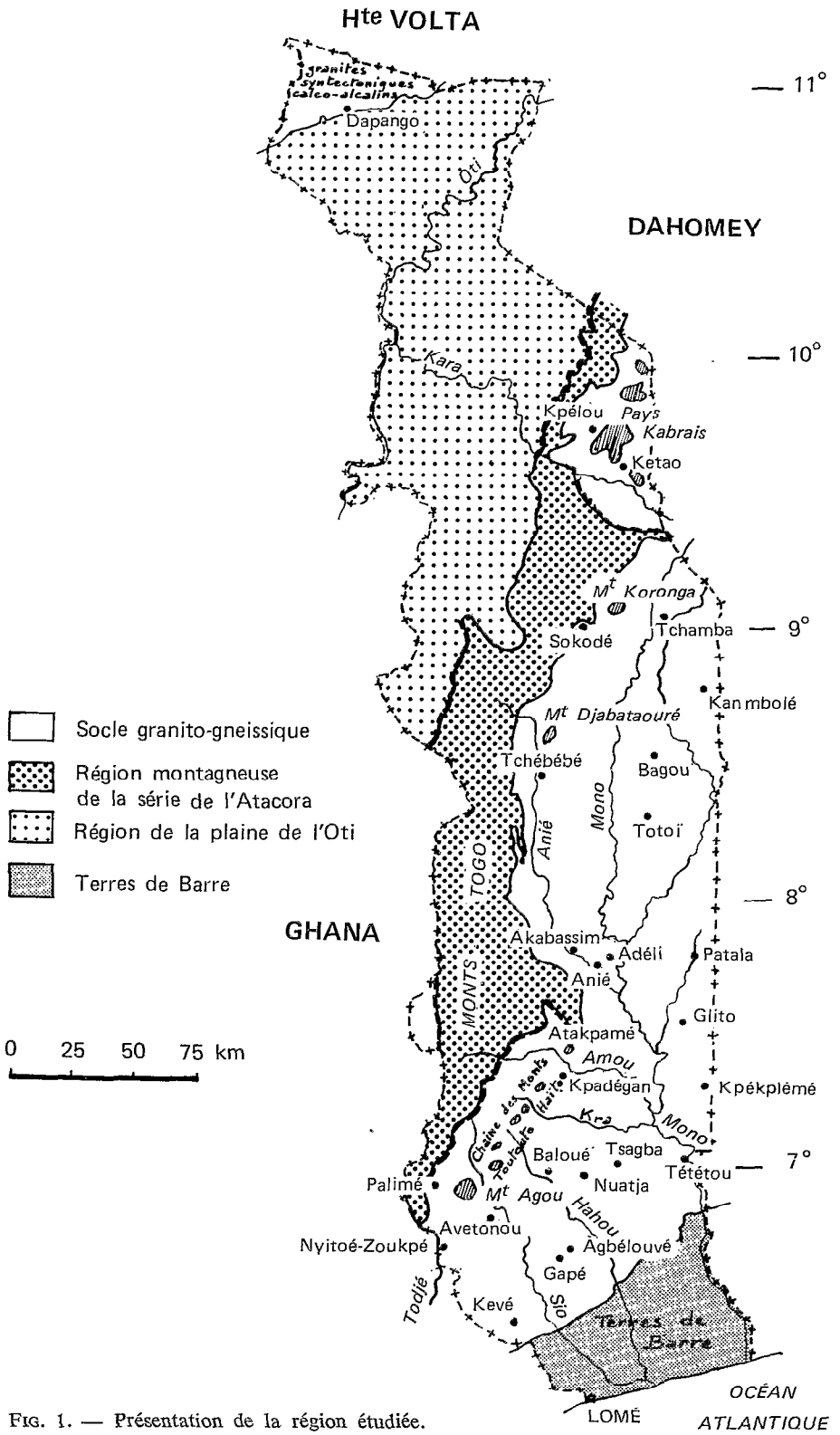


FIG. 1. — Présentation de la région étudiée.

Ce dernier point se révèle d'autant plus épineux que le résultat des bouleversements effectués se traduit par des discontinuités morphologiques et géochimiques très nettes dans les profils. Dans ces conditions, on peut se demander si les remaniements n'ont pas consisté en des déplacements mécaniques de masses importantes de matériaux sur les versants avec tous les processus de reclassement qui peuvent être impliqués.

Une première partie sera consacrée à une étude des facteurs naturels.

Une seconde partie, principalement descriptive, exposera les grandes lignes des différentes pédogenèses associées dans le paysage, l'étude de toposéquences-types et les principales caractéristiques minéralogiques et chimiques des grands groupes de sols. Elle fera ressortir les problèmes qui semblent les plus importants et, surtout, les plus généraux.

Une troisième partie, interprétative, sera concentrée sur les principaux problèmes qui ressortent de la présentation morphologique et analytique des toposéquences prises en exemples. Elle abordera successivement les remaniements superficiels, les concentrations ferrugineuses, en particulier leur répartition à l'échelle des profils et des versants ainsi que l'origine de leurs matériaux et, enfin, la distribution de la fraction granulométrique argileuse.

En conclusion générale seront résumés les principaux résultats pour tenter de tracer un schéma de la différenciation des sols en fonction de leur âge et de leur situation dans le paysage.

PREMIÈRE PARTIE

Les facteurs du milieu naturel

CHAPITRE PREMIER

La géologie

Le socle granito-gneissique du Togo appartient dans sa presque totalité à la même série, définie par ROQUES (1946, *in* AICARD 1957) sous le nom de Dahomeyen. Toutefois, dans la région de Sokodé où le passage à la chaîne des Monts Togo s'effectue graduellement, le substratum de la « pénéplaine » est constitué par une puissante série de quartzites et de micaschistes : l'Atacorien. Il semble, par ailleurs, que les limites de ces dernières formations débordent vers le Sud-Est, celles que leur assigne la carte d'AICARD à l'échelle du 1/500 000. Il serait donc plus convenable de faire référence à un socle granito-cristallophyllien mais le terme « granito-gneissique », consacré par l'usage, sera conservé dans la suite de l'exposé.

Ce socle est limité, à l'Ouest et au Nord par les Monts Togo qui prennent le pays en écharpe et, au Sud, par le Continental Terminal couronné par les Terres de Barre. Il s'étend vers l'Est, au delà du Dahomey jusqu'au fossé de la Bénoué. Il couvre la majeure partie de la moitié sud-est du Togo, entre les latitudes 6° 20 et 10° Nord.

Enfin, l'extrême Nord du pays est couvert d'un ensemble granitique ne représentant qu'une infime partie du bouclier oriental de la Haute Volta.

I SÉRIE DU DAHOMEYEN

Le Dahomeyen représente une partie d'une zone mobile au flanc est du vieux craton d'Afrique Occidentale qui affleure aujourd'hui au Hoggar, en Mauritanie, en Guinée et en Côte d'Ivoire. D'après les données recueillies par plusieurs auteurs et synthétisées par GRANT (1969) cette zone mobile s'est

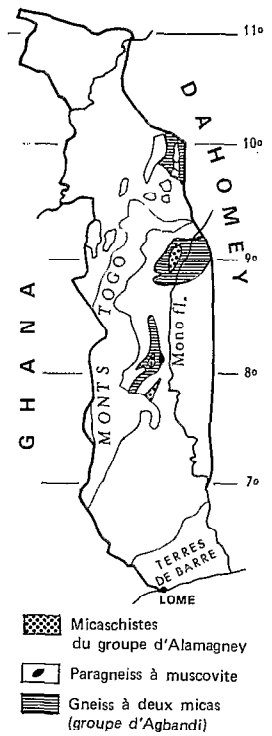


FIG. 2

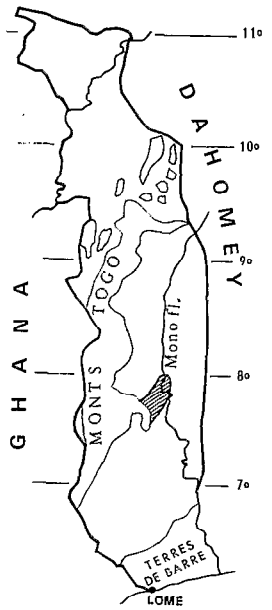


FIG. 3

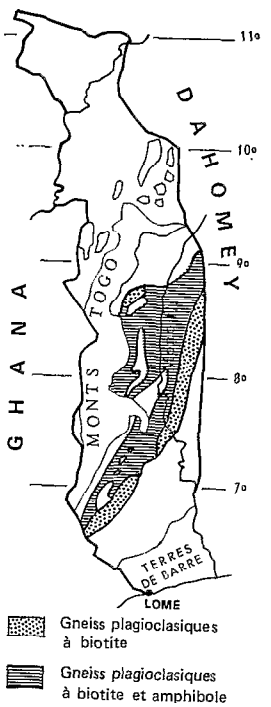


FIG. 4

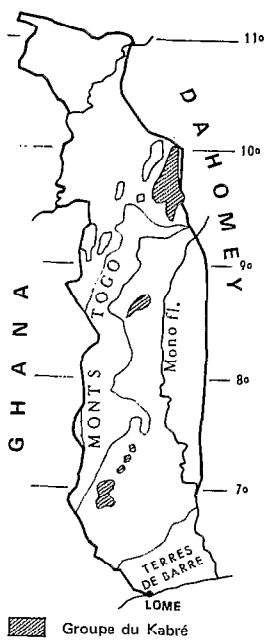


FIG. 5

déprimée, a accueilli des formations sédimentaires et volcanosédimentaires, a été métamorphisée, granitisée et à son tour cratonisée lors de la grande orogénie panafricaine de 700 à 500 M.A. La série du Dahomeyen comprend, en outre, des noyaux anciens respectés, vieux de 2000 à 2600 M.A.

Les formations métamorphisées ou granitisées présentent une orientation S.S.O.-N.N.E. avec des pendages voisins de 90°.

AICARD (1957) a reconnu dans cette série, six groupes, selon leur métamorphisme. Ces groupes sont cartographiés, ce qui constitue une base utile pour les études pédologiques. Une dizaine de faciès principaux sont distingués.

Les différents faciès du Dahomeyen sont les suivants.

— *Des micaschistes, parfois feldspathiques, à biotite et muscovite (groupe d'Alamagney).* Ils proviennent de la métamorphisation d'une série pélitique.

— *Des paragneiss à muscovite seule (groupe d'Agbandi).* Ils présentent un faciès clair et se classent le plus souvent dans les leptynites.

— *Des gneiss à deux micas (groupe d'Agbandi)* où l'on trouve des grenats, de l'épidote et de la zoïzite. Plus grossiers que les précédents, ces gneiss dérivent aussi d'une série argileuse.

Par rapport aux autres formations du socle, ces trois premiers faciès sont, en général, moins profondément altérés.

— *Des orthogneiss mélanocrates à amphibole (hornblende verte) et biotite.* Ils se classent dans le *groupe d'Anié.* Traversés de nombreux filonnets d'aplite, ces orthogneiss dériveraient du métamorphisme d'un important dyke d'anciennes granodiorites. Ils se groupent en un seul massif de 800 km², au confluent du Mono et de l'Anié.

— *Des gneiss plagioclasiques à biotite (groupe de l'Ofé).*

— *Des gneiss plagioclasiques à biotite et amphibole (hornblende verte), également du Groupe de l'Ofé.* Ce sont des gneiss mélanocrates, d'extension beaucoup plus large que celle du faciès précédent. Ils présentent de grandes analogies avec le faciès mélanocrate du groupe d'Anié, mais sont plus acides et plus riches en quartz.

— *Des orthogneiss à pyroxènes avec ou sans amphibole (groupe* du Kabré). Toutes ces roches sont mélanocrates, pauvres en quartz et bien cristallisées. Les pyroxènes sont l'augite et l'hypersthène. Les amphiboles, quand elles sont présentes, sont la hornblende verte et l'actinote. Les feldspaths, plus ou moins abondants, vont de l'oligo-andésine au labrador. La présence de grenats est générale.

On trouve dans le groupe du Kabré : des orthoamphibolites, des orthogneiss à amphibole, des orthoamphibolo-pyroxénites, des orthopyroxénites, des orthogneiss à pyroxènes. Ces roches forment quatre massifs, souvent maintenus en relief, qui sont du Sud au Nord : le Mont Agou, les Monts Haïto, les Monts Djabataouré et le massif Kabré. On rattache à cet ensemble, des interstratifications d'amphibolites et des enclaves des hornblendites, très disséminées dans le socle.

— *Des migmatites (groupe de Kra).* Comme leur nom l'indique, se sont des roches hétérogènes, caractérisées par des porphyroblastes de plagioclases (oligoclase le plus souvent) et de microline. Les faciès principaux sont des embréchites (gneiss œillés ou rubannés à biotite et muscovite, ou à biotite seule ou amphibole et biotite) ou des anatexites. Ces dernières sont, en général, plus homogènes mais plus leucocrates.

— *Des roches éruptives grenues.* Dans ce socle, principalement cristallophyllien, affleurent quelques petits massifs de roches grenues syntectoniques. Avec un total de 1 600 km², ces formations sont beaucoup moins largement représentées qu'au Dahomey et au Nigeria.

On trouve essentiellement des granites calco-alcalins à deux micas ou à biotite seule et des diorites à amphibole et biotite, ainsi que des microgranites associés en filons dans les migmatites. Il faut signaler un granite alcalin, disposé en auréole autour du massif Kabré : c'est une granulite à deux micas.

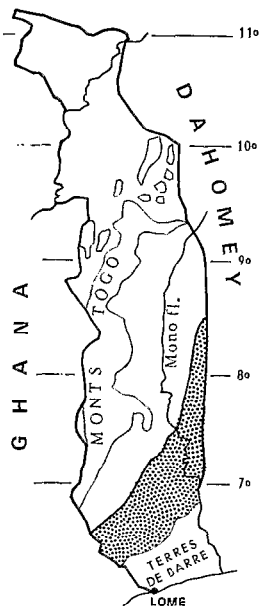


FIG. 6

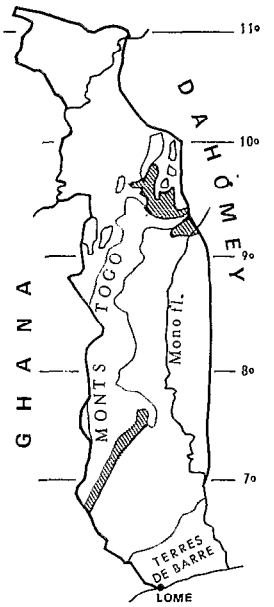


FIG. 7

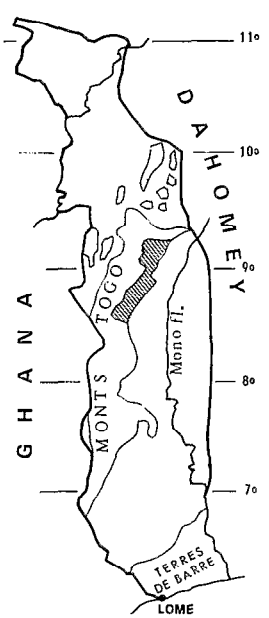


FIG. 8

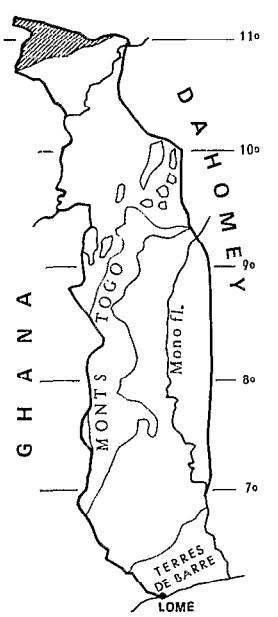


FIG. 9

II SÉRIE DE L'ATACORIEN

Les formations de l'Atacorien sont discordantes sur le Dahomeyen. Elles sont considérées (GRANT, 1969) comme appartenant au Précambrien supérieur, mais pris lui aussi dans la réactivation tectonique du socle à la période panafricaine. Cette série est nettement moins variée que celle du Dahomeyen. Pour les zones de la pénéplaine dont l'Atacorien forme le soubassement (850 km² environ) les principaux faciès sont les suivants :

— des quartzites à grain fin, saccharoïdes, à muscovite et parfois, avec quelques paillettes de biotite;

— des micaschistes à muscovite en intercalations dans les quartzites, avec quelques paillettes de biotite et de chlorite.

Enfin, KOURIATCHY (1934) signale dans les Monts Togo, des quartzites à hématite ainsi que des niveaux à minerai de fer (hématite). La présence de ces formations particulières prend toute son importance si l'on note que c'est au pied de la région montagneuse que se sont développées les cuirasses les plus épaisses et les plus étendues.

III LE SOCLE CRISTALLIN DU NORD

Le socle cristallin couvre dans l'extrême Nord du pays, 1 200 km² environ. Il est constitué de granites syntectoniques calco-alcalins à deux micas, parfois porphyroïdes, dans lesquels l'amphibole accompagne fréquemment la biotite. De nombreuses intercalations d'amphibolites, rattachées au Birrimien et de rares intrusions de dolérites post-tectoniques constituent les principaux caractères d'hétérogénéité de cette partie du socle.

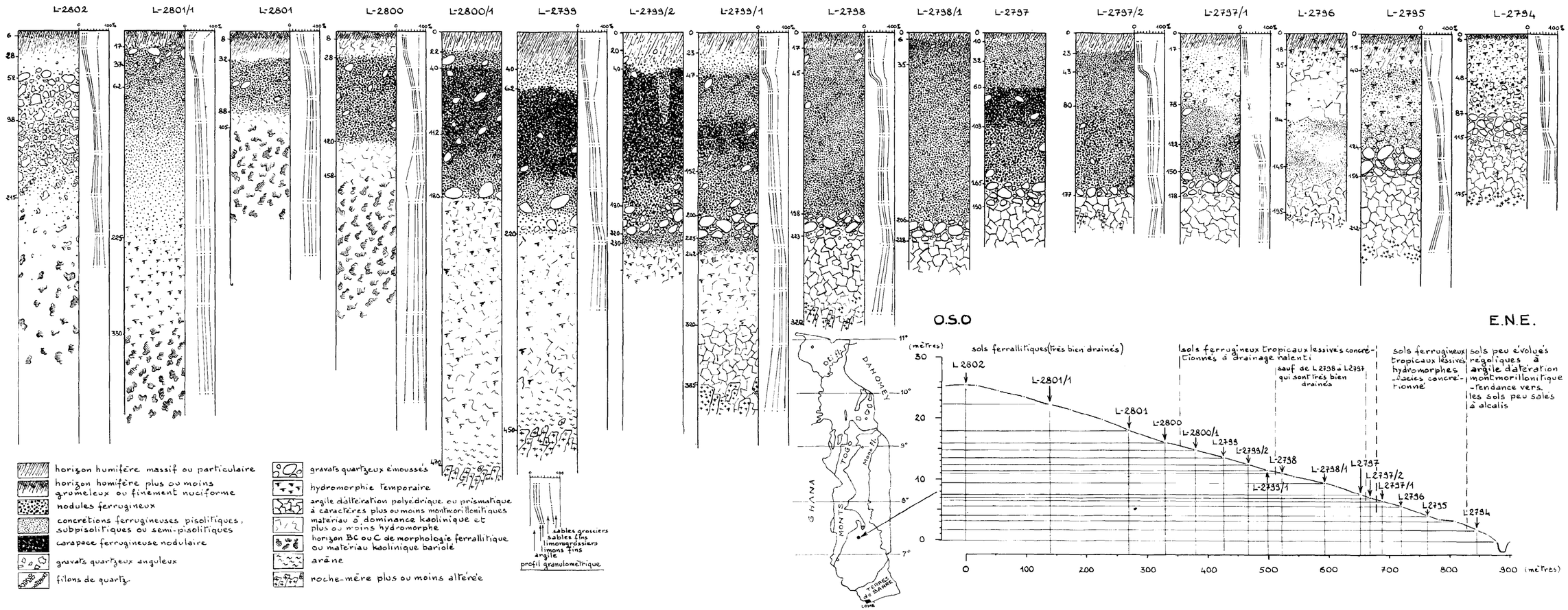


FIG. 15. — Schéma figuratif de la toposéquence de Kpadégan.

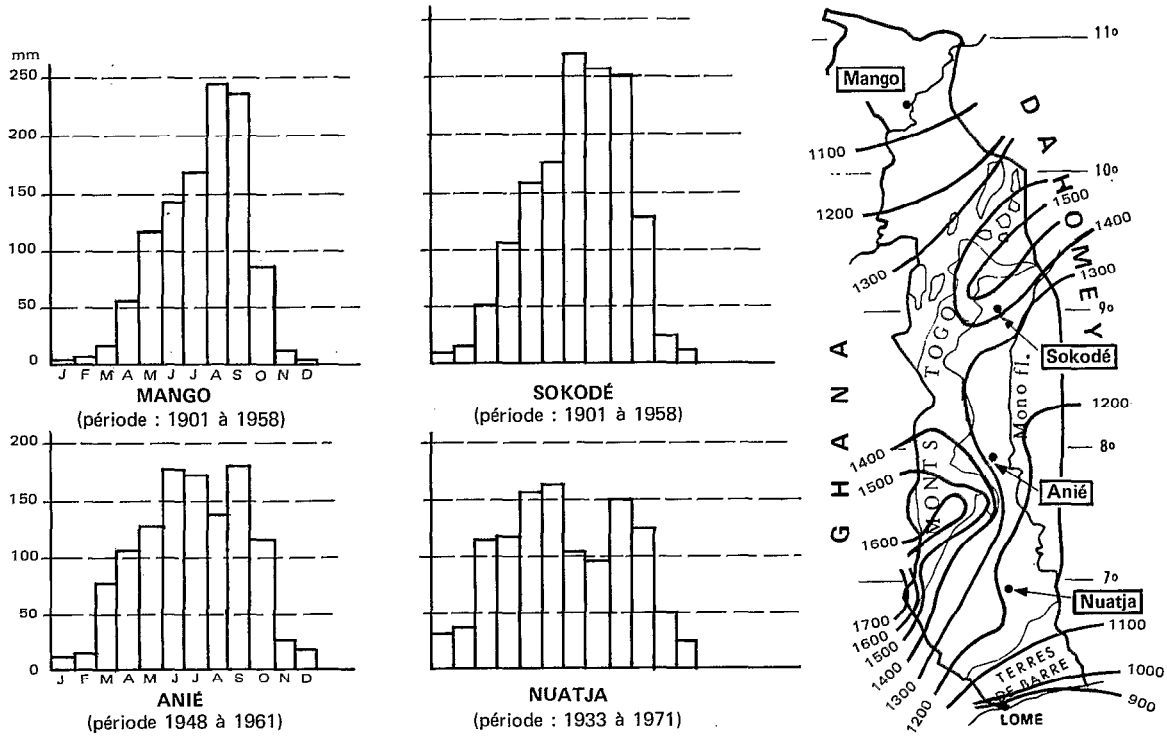


FIG. 10. — Répartition mensuelle des pluviométries et isohyètes annuelles normales.

La répartition des précipitations tout au long de l'année fait apparaître deux saisons des pluies dont les maxima mensuels respectifs se situent généralement en juin puis en septembre- octobre. Les valeurs atteintes sont de l'ordre de 155 à 185 mm pour le premier et de 150 à 160 mm pour le second. Le minimum, très relatif, des mois de juillet et août n'entraîne aucune sécheresse écologique puisqu'il est, en moyenne très supérieur à 50 mm par mois.

La grande saison sèche est dépourvue de précipitations notables. Elle s'étend de la fin d'octobre à la mi-mars, c'est-à-dire sur un peu plus de quatre mois et demi.

D'une année à l'autre, les écarts peuvent être importants. On relèvera, pour exemple, quelques valeurs mensuelles extrêmes enregistrées à Nuatja :

— mars 1953 : 33 mm — mars 1955 : 261 mm;
— avril 1937 : 54 mm — avril 1955 : 228 mm;
— mai 1971 : 17 mm — mai 1942 : 315 mm.

La variation est donc très importante puisqu'elle peut dépasser 5/1 pour le même mois, d'une année à l'autre. Il en est de même, quoique dans une moindre mesure, du nombre de jours de pluie.

Les Températures présentent une moyenne annuelle de 27°,4. Il n'existe aucune saison fraîche et l'écart entre les moyennes mensuelles extrêmes ne dépasse pas 4°,4. C'est le mois de février qui est le plus chaud.

Les Humidités Relatives sont généralement élevées mais les « poussées » de l'harmattan vers le Sud amènent passagèrement à de très faibles valeurs. On a noté, par exemple, une humidité relative de 10 % en janvier 1945 à Nuatja. Pour cette station, les moyennes mensuelles oscillent entre 72 % (janvier et février) et 87 % (octobre).

L'Evaporation est élevée. Mesurées à l'évaporomètre Piche, les moyennes enregistrées aux stations de Nuatja et d'Anié sont respectivement de 742 et 1 220 mm. Cette différence traduit l'influence de l'harmattan qui, souffle plus souvent à la seconde station qu'à la première.

III LE RÉGIME DU CLIMAT SOUDANO-GUINÉEN

Jusqu'aux Monts Togo, qui forment la limite septentrionale du socle granito-gneissique, la moyenne annuelle des précipitations reste à peu près identique à celle du régime climatique précédent. Au-delà de la région montagneuse, cette moyenne annuelle décroît progressivement pour s'abaisser aux environs de 1 000 mm sur les marges du socle cristallin voltaïque, dans l'extrême Nord du pays.

La petite saison sèche disparaît tandis que, vers le Nord, la durée de la saison pluvieuse se réduit progressivement du début d'avril à la fin d'octobre à peine. Simultanément, les maxima mensuels (juillet ou août) atteignent et dépassent même assez souvent 250 mm. Ils peuvent être, cependant, très variables : 496 mm à Mango en août 1937 et 70 m à Sokodé, en août 1944, par exemple.

Les températures moyennes annuelles sont assez peu différentes de celles du sous-climat baouléen-dahoméen, mais l'écart entre les moyennes mensuelles extrêmes s'accuse quelque peu au Nord du 10e parallèles avec une valeur de 6,5 °.

Les humidités relatives moyennes sont à peu près identiques à celles du Sud au maximum de la saison pluvieuse (86 à 87 %) mais s'abaissent en janvier à 40 % et 27 % respectivement à Sokodé et Mango.

L'évaporation totale annuelle atteint des moyennes nettement plus fortes que sous le précédent régime climatique : 1 400 mm à Sokodé, 2 180 mm à Mango. On peut voir dans ces valeurs, la conséquence de l'harmattan dont la plus grande fréquence par rapport au Sud, renforce beaucoup la sévérité de la saison sèche.

IV CONCLUSIONS

La formule du drainage calculée (HENIN *et al.*, 1944; AUBERT et HENIN, 1945; AUBERT, 1946) établie en fonction de la pluviométrie, de la température et du type textural, permet d'estimer la hauteur d'eau qui peut percoler dans les profils. Elle donne pour Nuatja, au Sud, et pour Mango, au Nord, des valeurs respectives de 170 à 130 mm pour les sols argileux et de 475 à 380 mm pour les sols sableux. Ces résultats doivent être pondérés par les possibilités de ruissellement et de drainage oblique. Ils laissent, néanmoins, à penser qu'une quantité d'eau non négligeable est disponible pour l'altération et pour la redistribution de matière au sein des sols. Ces données théoriques du drainage calculé s'accordent assez bien avec les faits d'observation. Nous pouvons en effet, noter, en saison des pluies, que tous les sols sont intéressés sur leur profil entier par la descente du front d'humectation. Quand la roche-mère est suffisamment imperméable, les horizons profonds et, en particulier, les zones d'altération, sont très souvent engorgés et des nappes, au moins temporaires, s'installent. La pédogenèse des différents grands groupes de sols est donc actuellement partout fonctionnelle.

D'autre part, le contraste entre saisons pluvieuse et sèche est un facteur fondamental de l'évolution des sols. Il permet une alternance répétée de la mise en mouvement de matière et de sa concentration. Sur une durée suffisamment longue, une telle alternance aboutit à une forte différenciation des divers horizons. Ceci est particulièrement net quand les matériaux affectés sont riches en minéraux altérables ou facilement mobilisables.

Dans la tentative de retracer les grandes lignes des facteurs de la pédogenèse ou des pédogenèses passées, il est difficile, sinon illusoire d'extrapoler en reculant dans le temps, les données du climat actuel. Les nombreuses études consacrées aux paléoclimats (AUBREVILLE, 1962; FAURE, 1965; MICHEL, 1968; TRICART 1956, etc.) montrent que les limites climatiques ont largement oscillé au Quaternaire en Afrique Occidentale. Au Togo, cependant, aucun témoin de telles modifications n'a été identifié. En particulier, nous ne pouvons relever, même dans l'extrême Nord du pays, de trace de désertification ancienne (accumulation

éolienne ou cailloux façonnés par le vent, par exemple). Par ailleurs, pour une roche-mère et une situation topo-géomorphologique données, les profondeurs et les caractères minéralogiques des altérations ne présentent aucune variation latitudinale sensible. Même la répartition des cuirasses paraît dépendre des modifications du relief au cours du temps et de la nature des roches-mères plutôt que des variations climatiques entre le Sud et le Nord. L'absence de zonalité qui ressort de ces faits autorise à penser que la résultante des pulsations climatiques quaternaires fût à peu près égale sur toute l'étendue du pays. Cette homogénéité rend plausible l'hypothèse selon laquelle l'actuel climat de transition a prédominé pendant une grande partie de la période d'élaboration du « paysage pédologique ».

CHAPITRE III

La végétation

I GÉNÉRALITÉS

Le couvert végétal est divers sans que les causes de ses variations soient bien claires. Interviennent les facteurs paléoclimatiques, climatiques, édaphiques et humains. Aucun d'entre eux ne semble exclusif et les interactions sont probablement nombreuses.

Nous sommes, au Togo, dans une zone de transition entre la forêt dense semi-décidue et la savane au sens originel du terme, c'est-à-dire une étendue dépourvue d'arbres (AVENARD, 1969). AUBREVILLE (1962) invoque dans le recul de la forêt, une brutale modification climatique. Celle-ci aurait correspondu à la dernière phase glaciaire, il y a 20 000 ans. Depuis lors, toujours pour cet auteur, les activités humaines auraient profité de l'instabilité des conditions climatiques pour empêcher toute recolonisation par des formations forestières denses.

II LES FORMATIONS VÉGÉTALES DU SOCLE GRANITO-GNEISSIQUE

LA FORÊT DENSE SEMI-DÉCIDUE est un faciès de dégradation de la forêt dense humide sempervirente. Elle se localise surtout dans l'extrême Sud-Ouest du socle, au contact avec les Monts Togo, plus arrosés. AUBREVILLE (1962) situe à une moyenne annuelle de 1 250 mm de pluies et à un maximum de 3 mois de saison sèche, les conditions extrêmes de survivance de cette formation végétale. C'est très sensiblement ce que confirme sa limite géographique dans cette région du pays. Ailleurs, sur le socle, la forêt dense semi-

décidue ne se retrouve que sous forme de reliques cantonnées aux profondes altérations du sommet de certains interfluves. ROUGERIE (1960) accorde à l'évolution du modelé topographique un rôle non négligeable dans la répartition des formations végétales et de celle de la forêt en particulier. Il ne semble pas qu'il existe de liaison directe, mais seulement par l'intermédiaire de la combinaison des conditions édaphiques : profondeur du sol, volume accessible aux racines, régime hydrique, etc.

La forêt semi-décidue signale en général des sols très épais, bien drainés, suffisamment riches en argile à une faible profondeur, c'est-à-dire, le plus souvent, ceux de la classe ferrallitique. La strate arborescente comprend principalement, les espèces suivantes : *Cola cordifolia, Ceiba pentendra, Chlorophora excelsa, Afzelia africana, Albizzia zygia, Antiaris africana, Triplochyton scleroxylon* (localisé surtout aux abords des Monts Togo), *Anogeissus leiocarpus, Khaya senegalensis,* etc. Les deux dernières essences et *Cola cordifolia* indiquent toujours le passage vers la forêt claire.

LA FORÊT CLAIRE est un peuplement ouvert, décidu, à cimes plus ou moins jointives. La strate graminéenne est assez claire et discontinue. Cette formation occupe, au total, une assez grande étendue mais sous forme de massifs discontinus. Elle est fréquente dans les régions peu peuplées à l'Ouest de l'Anié et surtout entre les latitudes 7° 45′ et 9° à l'Est du fleuve Mono. Elle se développe préférentiellement sur les axes d'interfluves mais peut subsister sur une grande partie des versants. Elle indique des sols bien drainés, épais, mais riches en nodules ferrugineux voire en zones carapacées ou cuirassées. Les espèces caractéristiques sont : *Anogeissus leiocarpus, Isoberlinia doka, Khaya senegalensis, Uapaca togoensis, Uapaca somon, Afzelia africana.*

LA SAVANE BOISÉE est composée d'arbres et d'arbustes qui constituent un couvert généralement clair au-dessus d'une strate herbacée graminéenne continue de 80 cm de hauteur, au moins. Elle présente à peu près les mêmes caractères de répartition et de composition floristique que la précédente formation. *Pterocarpus erinaceus* apparaît et marque un abaissement de la hauteur générale de la strate arborée. Cette espèce dénote une dominance de sols sablo-argileux, riches en éléments grossiers ferrugineux et quartzeux. *Isoberlinia dalzielli* signale souvent les zones indurées.

LA SAVANE ARBORÉE présente, à la différence de la forêt claire ou même de la savane boisée, un couvert ligneux, très clair, discontinu, dont les cimes ne se joignent pas, tandis que la strate graminéenne est très dense et haute. Il semble que ce couvert végétal est typique du domaine soudanien (TROCHAIN, 1952). La savane arborée couvre la majorité du pays entre les liserés de savane herbeuse qui la séparent des galeries forestières et les points hauts du paysage fréquemment couverts des formations précédentes. Les espèces caractéristiques sont au Sud : *Daniellia oliveri* et, au Nord : *Parkia biglobosa. Lophira alata* se retrouve, avec la première espèce, aux latitudes intermédiaires. Ces essences, plus fréquentes en bas de pente, croissent, en général, sur des sols profondément lessivés ou appauvris en argile et fortement concrétionnés. Des *Combretum* et des *Parinari* leur sont associés.

LA SAVANE ARBUSTIVE présente à peu près la même physionomie que la savane arborée. Elle n'en diffère, essentiellement, que par la hauteur du peuplement ligneux. Elle semble traduire la récente dégradation par l'homme, de couverts plus élevés et plus denses. Sur les sols les plus appauvris, les plus acides, mais drainés, domine *Hymenocardia acida. Detarium senegalense* indique généralement des horizons cuirassés ou carapacés de faible profondeur qui entraînent une hydromorphie secondaire en saison des pluies.

LA SAVANE HERBEUSE est rare. Elle semble procéder de deux origines bien distinctes.

— Dans le Nord, les facteurs humains sont prépondérants car la savane herbeuse correspond toujours aux zones de forte population. Cette formation végétale ouverte contraste avec la densité du peuplement ligneux des bois sacrés. Ces derniers sont largement indépendants du type de sol et se maintiennent parfaitement pour peu que les profils soient suffisamment profonds et drainés.

— Dans le Sud, les facteurs édaphiques semblent déterminants car la savane herbeuse se localise sur les sols à montmorillonite dominante. L'engorgement de ces sols, ou leur sécheresse, selon la saison, réalisent des conditions extrêmement défavorables à leur colonisation par des espèces ligneuses.

LES GALERIES FORESTIÈRES sont des formations cantonnées aux principaux axes de drainage. Elles sont disséminées sur tout le socle au Sud des Monts Togo sauf dans les zones les plus peuplées du pays

Kabré. La composition floristique est assez homogène. On y trouve souvent de très beau arbres, formant une strate élevée : *Cola cordifolia, Ceiba pentendra, Chlorophora excelsa,* accompagnés d'*Antiaris africana, Khaya senegalensis, Diospyros sp., Elaeis guineensis,* etc. Toutes ces essences se développent de préférence sur les bourrelets de berge finement sableux, aux sols peu évolués.

III VÉGÉTATION ET PÉDOGENÈSE

Deux remarques d'AUBREVILLE (1949) sont à reprendre pour la compréhension du couvert végétal de ce pays :

« Sous les climats tropicaux comportant une saison des pluies estivales d'une durée suffisante, le climax est toujours une formation forestière constituée d'arbres ou d'arbustes assez rapprochés les uns des autres pour couvrir complètement le sol... »

« La relation de causalité, entre milieu et formation aboutit donc à un état d'équilibre final, le climax. C'est un équilibre biologique qui se manifeste extérieurement par un certain paysage forestier mais, *qui n'implique pas nécessairement une composition floristique définie et permanente. Le groupement des espèces peut varier dans le temps et dans l'espace à l'intérieur du climax* *. »

C'est donc avec prudence que toute conclusion doit être retirée de l'étude des formations végétales des régions de savanes et de leur répartition.

La plupart des sols étudiés se sont développés sur de très longues périodes. Ils ne reflètent donc que bien peu leur couvert végétal actuel et ce, d'autant plus que les activités humaines entraînent de rapides et profondes modifications. A mesure de l'approfondissement des zones d'altération, l'évolution fondamentale devient de plus en plus indépendante de la végétation. Celle-ci ne peut alors agir que sur les processus secondaires : cuirassement, lessivage, etc. (AUBERT, 1961).

L'étude du développement des sols togolais peut se fonder sur le fait que le climax est manifestement forestier. Il n'est pour nous en convaincre, que de parcourir les régions les moins peuplées, c'est-à-dire celles qui sont le moins dégradées par l'homme. Les expériences menées dans d'autres pays à climat semblable (MENSBRUGE *et al.*, 1958; TILLON, 1961) montrent qu'une quinzaine d'années suffit, en général, pour que le terrain se recouvre d'un recrû arborescent continu dans les zones mises en défens. Comme le souligne AUBREVILLE (1948), le couvert forestier continu élimine alors les graminées et recrée l'ambiance microclimatique nécessaire à sa survie, malgré l'agressivité des conditions climatiques régionales. Il est donc très probable que le Togo fut, pendant une très longue période du développement des sols actuels, couvert par des peuplements forestiers pratiquement continus et denses. On peut imaginer que sous cette végétation, l'érosion fut ralentie et l'apport de matière organique, abondant. Les déplacements sous forme solide n'ont alors vraisemblablement porté que sur les matériaux les plus fins des tranches superficielles des profils.

Cependant, certaines données laissent à penser que la distinction faite généralement entre la forêt et la savane quant au rôle respectif de ces deux formations dans la pédogenèse, semble devoir être nuancée. LEMEE (1961) rapporte les résultats suivants, relatifs à la production de matière sèche :

— 50 tonnes/hectare/an dans le Bas Congo pour des savanes herbeuses à *Andropogon gabonense* et *Nephrolepis cordifolia,*

— 70 tonnes/hectare/an dans une jachère à *Pennisetum purpureum* à Yangambi (LAUDELOUT et GERMAIN, 1956),

— en forêt pluvieuse colombienne, 12 tonnes/hectare/an en moyenne (JENNY *et al.*).

La savane herbeuse non brûlée peut donc fournir beaucoup plus de matière organique que les formations forestières. D'autre part, la strate des hautes herbes des savanes ouvertes forme après la fin de la saison pluvieuse, un paillis très épais à la surface du sol. Cette couverture empêche, lors des

* Souligné par l'auteur.

premières averses ultérieures tout choc des gouttes d'eau et ralentit fortement la vitesse de l'écoulement superficiel éventuel. Cependant, de nombreux auteurs, en particulier AUBREVILLE (1947), ont souligné l'extrême sensibilité des savanes à l'érosion pluviale. Celle-ci opère le plus souvent en nappes mais la plupart des observateurs font remarquer que les touffes de graminées canalisent le flux avec l'apparition de légers ravinements temporaires. Le développement de ces derniers serait témoigné par la surélévation de ces concentrations végétales. En réalité, l'examen, tout au long de l'année, montre que l'activité de la faune du sol se concentre, pour une grande part, dans la rhizosphère. Les remontées les plus sensibles de matériau fin sont visibles à la base des tiges. Il est donc nécessaire de tenir compte de ce fait pour estimer l'érosion réelle. En basse Côte d'Ivoire, des expériences ont, d'autre part, montré (DABIN et LENEUF, 1958; ROOSE, 1973) que des couverts herbacés denses offrent contre le ruissellement et l'érosion une protection aussi efficace que celle de la forêt.

IV CONCLUSION

Les interactions sol-végétation, extrêmement compliqués par l'histoire récente, sont assez difficiles à saisir. Nous ne pouvons nous appuyer sérieusement sur l'étude du couvert végétal actuel, dans notre appréciation des divers facteurs de la pédogenèse. Mais peut-être s'agit-il ici, d'un faux problème dans la mesure où l'influence des divers types de végétation de la zone étudiée se révèle assez uniforme. Cette influence présente, certes, une grande importance dans le cycle bio-géochimique des éléments mais, en tout état de cause, se révèle modeste sur le développement des horizons profonds. On retiendra seulement que la plupart des sols a, selon toute vraisemblance, évolué sous un couvert dense à dominance ligneuse. Suffisamment protégée contre l'érosion, pourvue d'apports organiques abondants, une pédogenèse élaborée a donc pu marquer cette région naturelle, jusqu'à une date récente, correspondant à l'« explosion » des activités humaines.

CHAPITRE IV

La géomorphologie

L'étude de la géomorphologie du Togo reste très embryonnaire. Une note récente (MARESCAUX, 1973) aborde le problème, mais principalement pour les formations ferrugineuses et les quartzites de la région montagneuse.

Dans ce qui suit, la tentative de compréhension du modelé s'appuiera donc sur les résultats d'études menées dans d'autres pays d'Afrique Occidentale.

I LES TRAITS ESSENTIELS DU MODELÉ

Le socle granito-gneissique se présente comme une infinité de molles ondulations qui se succèdent, en moyenne, tous les deux kilomètres environ. Ce modelé contraste avec la vigueur du relief des Monts Togo dont les sommets quartzitiques dominent le socle à l'Ouest et au Nord, de plusieurs centaines de mètres. De loin en loin, la monotonie du paysage est rompue par la présence d'inselbergs ou de petits massifs de roches diverses : formations basiques, gneiss ou quartzites. Les inselbergs se retrouvent presqu'exclusivement au Sud de la latitude 8° 20′. Le plus remarquable d'entre eux, celui de Glito, s'élève à 220 m au-dessus de la région qui l'environne. Les petits massifs se regroupent en un chaînon très lâche, parallèle aux Monts Togo, à une distance de ces derniers qui est en général, inférieure à 20 km. Nous citerons par exemple : le Mont Agou (968 m) et le Massif Kabré (780 m) qui présentent des dénivelées respectives de 700 et 400 m. Ces inselbergs et ces petits massifs s'alignent en gros selon les directions structurales du socle. Leur mise en relief témoigne que l'ensemble de la région naturelle étudiée a subi l'abrasion d'une importante épaisseur de terrains.

A Le réseau de drainage

Le réseau de drainage est très dense. Son extrême ramification reflète l'imperméabilité du soubassement ainsi que le volume et l'intensité des précépitations. La surface élémentaire d'écoulement concentré (TRICART, 1965), c'est-à-dire celle du bassin versant des ruisseaux de premier ordre, est, en général, inférieure à 2 km^2. Elle dépasse très rarement 3 km^2.

La dissection du socle est donc marquée et nous sommes bien loin des longs glacis soudaniens. Etant donné que l'évolution pédologique dépend étroitement du régime hydrique conditionné en grande partie par la situation topographique, cette dissection aboutit généralement à l'association d'une grande variété de sols sur de petites superficies.

Ce réseau de drainage est bien hiérarchisé et le plus souvent dendritique. Sur les gneiss à pédogenèse ferrallitique dominante, à l'Est de Tchamba par exemple, il dessine des mailles polygonales très semblables à celles que nous observons en climat équatorial. Au Sud de cette dernière région, à l'Est du fleuve Mono, les plus importants cours d'eau dessinent un réseau parallèle aux directions structurales et rappellent un réseau appalachien. Enfin le Sio, le Haho, le Kra, l'Amou, etc., qui prennent leur source en bordure des Monts Togo, à une assez faible distance de l'Océan, recoupent le plus souvent perpendiculairement les plis du socle. C'est sur ces derniers cours d'eau que se manifeste le plus clairement la surimposition, notamment dans la traversée du chaînon des Monts Toutouto-Melindo-Haïto entre Palimé et Atakpamé.

Le profil en long des axes de drainage accuse une pente générale sensible : de 0,7/1 000 pour le Mono (collecteur principal du socle) et supérieure à 1,2/1 000 pour les autres cours d'eau. Il est intéressant de rapprocher ces valeurs de celles qui sont couramment notées pour des rivières de régions semi-montagneuses : entre 0,8/1 000 et 1,6/1 000 (DERRUAU, 1962). Tous ces axes de drainage sont affectés de nombreux méandres. Ces derniers, par opposition à ceux qui se développent dans les plaines alluviales, absentes de ce socle, traduisent une surimposition à partir d'une ancienne surface d'aplanissement.

Très souvent, le tracé des cours d'eau souligne l'altération différentielle qui caractérise le modelé du socle. L'exemple le plus frappant en est donné par la confluence du Mono et de l'Anié sur des diorites et gneiss très basiques alors que l'interfluve qui sépare ces deux axes de drainage est « armé » de nombreuses zones de roches plus acides, telles que des gneiss et des micaschistes à muscovite.

B Les interfluves

Les interfluves sont très surbaissés. En leurs points les plus élevés ils ne dominent bien souvent de guère plus de 20 à 25 m les cours d'eau qui les limitent.

L'axe de certains interfluves présente des zones dont l'aplanissement tranche avec l'ondulation du reste du paysage. Pour une même latitude, ces zones aplanies se situent sensiblement à la même altitude mais celle-ci croît régulièrement à mesure que l'on s'éloigne de l'Océan. Elle est de 100 m au voisinage des Terres de Barre qui limitent le socle au Sud et de 420 m à la source du fleuve Mono, à 320 km plus au Nord. Toutes ces zones dominantes se raccordent assez bien à un seul plan dont la pente dépasse 1/1 000 et leur altitude relative, par rapport aux principaux cours d'eau n'oscille, sur l'ensemble du socle, qu'entre 55 et 80 m en général. Ce n'est que dans le Nord-Est, dans le pays Kabré, que l'incision du paysage est plus marquée. Les hauteurs de commandement peuvent alors atteindre 180 m. Le drainage de cette région est assuré non par le fleuve Mono mais, par l'intermédiaire de la rivière Kara, en direction du fleuve Volta qui réalise un niveau de base très surbaissé.

Sur les zones aplanies de l'axe d'interfluves, les sols sont développés aux dépens de puissantes et intenses altérations dont l'épaisseur peut atteindre 20 m. Ils sont assez souvent indurés en profondeur, sur 0,50 à 2 m d'épaisseur, par une cuirasse ou une carapace nodulaire et discontinue. Cette formation ferrugineuse est généralement en conformité avec le modelé de détail et se termine en biseau sous la surface du sommet des versants adjacents. Cependant, au Nord d'une ligne Sotouboua-Kanmbolé (fig. 11)

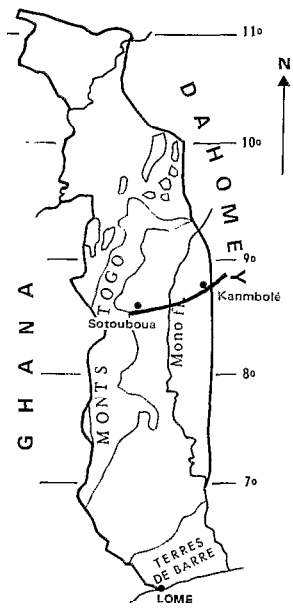


FIG. 11. — Limite méridionale des buttes et plateaux à cuirasse affleurante.

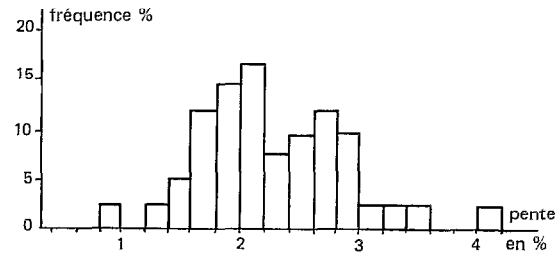


FIG. 12. — Fréquences relatives de la pente des versants.

la cuirasse est parfois mise en affleurement sous forme de petites buttes ou de petits plateaux limités par un ressaut de un à quelques mètres. Du Sud au Nord du socle, le faciès de ces cuirasses ou de ces carapaces ne présente de variations particulières qu'en fonction de la lithologie du soubassement.

Les versants présentent une pente générale rarement supérieure à 3 % (fig. 12). Leur raccord avec les cours d'eau s'effectue dans la très grande majorité des cas, directement, sans l'intermédiaire d'un plancher alluvial. La morphologie des versants est assez remarquablement constante, caractérisée par la rectitude d'une grande partie du profil en long. Avec de MARTONNE et BIROT (1944), on peut voir dans cette « tension » des versants la marque d'une accélération de l'enfoncement du réseau hydrographique et du rajeunissement des terrains encaissants.

Dans le détail, en nous fondant sur les variations de pente et sur la pédogenèse, nous pouvons distinguer sur les versants les plus complexes, de l'amont vers l'aval, trois sections qui passent graduellement les unes aux autres.

— La première section, à l'amont, est caractérisée par un profil en long convexe, par des altérations profondes et par la présence assez fréquente d'horizons à carapace ou à cuirasse discontinue, peu épaisse. Cette section assure la transition avec les zones aplanies d'axe d'interfluves auxquelles elle est liée et dont elle présente les mêmes caractères pédologiques fondamentaux.

— La seconde section présente un profil en long rectiligne. La profondeur des altérations ne dépasse pas le plus souvent 4 m. Les sols sont également très riches en sesquioxydes de fer. L'induration se limite, toutefois, au carapacement localisé d'horizons concrétionnés, ou, tout au plus, à d'étroites bandes cuirassées, parallèles aux courbes de niveau. La kaolinite est, en général, comme pour la section précédente, la seule phyllite ou la phyllite dominante des horizons A et B, mais les horizons BC et C présentent des pourcentages fréquemment élevés, des phyllites à réseau 2/1 et de minéraux altérables.

— La troisième section, à l'aval, présente un profil en long qui s'adoucit vers l'axe de drainage selon une concavité peu marquée en général. Une légère rupture de pente sépare dans certains cas, cette section de la précédente et coïncide avec une discontinuité lithologique. C'est, en effet, dans les formations basiques du socle que cette partie des versants prend la proportion la plus importante. Des zones de roche-mère à structure conservée apparaissent dans de nombreux profils avant 2 m de profondeur et l'altération laisse subsister généralement d'abondants minéraux altérables dans les horizons B ou (B) des sols. Dans la fraction argileuse des horizons A et B, des phyllites à réseau 2/1, la montmorillonite en particulier,

dominent. L'individualisation des sesquioxydes de fer se limite à la formation de concrétions. Les carapaces et cuirasses sont exceptionnelles, très localisées et minces. La distinction de cette unité géomorphologique appelée ici, « bas de pente », est difficile à première vue sur le terrain. Elle ne ressort pas immédiatement de l'observation des versants dont la rectitude est bien souvent la règle. L'extension de cette unité peut, toutefois, être facilement précisée par l'examen des photographies aériennes. Sur ces dernières, les « bas de pente » apparaissent en teintes plus claires, à mouchetures reproduisant le dessin d'un très dense réseau de fines griffures d'érosion.

La plupart des versants ne présente pas cette complexité. Les plus nombreux sont les versants rectilignes sur plus de 80 % de leur longueur à partir du sommet. Ils se recoupent sur les axes d'interfluves, selon un angle souvent bien marqué et, pour une latitude donnée, se situent en-dessous du niveau des zones aplanies que l'on trouve sur d'autres interfluves.

En résumé, on distingue dans le modelé des interfluves, trois unités fondamentales qui, des points hauts vers les points bas, sont les suivantes :

— les zones aplanies de l'axe d'interfluves, auxquelles se rattache la section convexe supérieure des versants adjacents, à cuirasse fréquente et aux profondes altérations ;
— les versants rectilignes, à rares cuirasses, dont les altérations sont peu profondes et beaucoup moins intenses :
— les « bas de pente », à profil en long légèrement concave, aux altérations ménagées, et sur lesquels l'induration en masse ne se développe pratiquement pas.

C Les fonds de vallées et les terrasses

Tous les grands cours d'eau se composent d'une succession de biefs et de rapides. Coulant souvent sur la roche nue, ils marquent à peu près partout une reprise d'érosion. On retrouve ici, l'un des traits majeurs de la morphogenèse ouest-africaine (VOGT, 1959).

Les formations alluviales les plus généralisées consistent en bourrelets de berge constitués de matériaux finement sableux, plus ou moins riches en paillettes de muscovite. Les minéraux altérables sont rares et le quartz est très dominant (souvent à plus de 90 %). Cette composition indique que les phénomènes d'érosion ont, pour l'essentiel, porté sur les formations pédologiques superficielles très évoluées et non sur les profils entiers, comprenant les zones d'altération riches en minéraux altérables.

Par place, quelques basses terrasses extrêmement réduites en superficie, sont visibles. On peut les observer, très discontinues, le long de certains fleuves et rivières : l'Anié, le Mono, l'Amou, le Sio, en particulier. Nous ne nous étendrons pas sur ces formations éparses, peu représentatives du paysage du socle.

II LES DIFFÉRENTES SÉQUENCES D'ÉROSION

RAPPEL BIBLIOGRAPHIQUE

De nombreux auteurs ont reconnu en Afrique Occidentale, une série de hautes surfaces d'aplanissement étagées : au Dahomey (DRESCH, 1952), au Nigeria (de SWARDT, 1964; PUGH, 1954), au Sénégal et en Gambie (MICHEL, 1959, 1969), au Ghana (HILTON, 1963), en Côte d'Ivoire (GRANDIN et DELVIGNE, 1969), en Haute Volta (BOULET, 1970), etc. Dans de nombreux pays, deux surfaces sont bien individualisées. KING (1962, 1967) en fait deux cycles du façonnement tertiaire du continent africain : le premier, d'âge éocène (surface Africaine I), le second, d'âge mio-pliocène (surface Africaine II). Ces deux surfaces se distinguent l'une de l'autre non seulement par leur étagement mais aussi par leurs formations pédologiques.

Sur la plus ancienne on retrouve une cuirasse bauxitique tandis que la plus récente supporte une cuirasse essentiellement ferrugineuse.

En dessous de ces deux surfaces, toujours dans divers pays de l'Afrique de l'Ouest, les études de géomorphologie ont permis de reconnaître l'existence de niveaux d'érosion, également étagés et souvent emboîtés (VOGT, 1959; MICHEL, 1959, 1969; GRANDIN et DELVIGNE, 1969; DELVIGNE et GRANDIN, 1969; BOULET, 1970). Ces niveaux correspondent à trois générations de glacis d'âge quaternaire. Les deux plus anciens (haut et moyen glacis) sont cuirassés. Seul, le plus récent, le bas-glacis, n'est pas induré. Il réalise une surface actuellement fonctionnelle dans l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest.

ESSAI D'INTERPRÉTATION DU MODELÉ DU SOCLE TOGOLAIS.

Les caractères du relief du socle granito-gneissique de même que ceux des différentes formations indurées ne permettent de trouver aucun témoin des anciennes surfaces étagées que les géomorphologues datent du Tertiaire. L'absence de tels vestiges concorde avec ce que signalent DELVIGNE et GRANDIN en Côte d'Ivoire et BOULET en Haute Volta, pour les régions granitiques.

Les inselbergs et les petits massifs apparaissent comme de simples îlots de résistance à l'érosion subie tout au long de sa très longue histoire, par ce socle. Mis à part quelques reliefs, le façonnement du paysage actuel peut être resitué entièrement au Quaternaire, c'est-à-dire dans la période d'élaboration des trois générations de glacis reconnues dans divers pays d'Afrique de l'Ouest. De part leurs caractères intrinsèques et leur disposition relative, les trois unités fondamentales antérieurement distinguées dans le modelé des interfluves du socle togolais peuvent être mises en parallèle avec ces trois générations de glacis de la façon suivante :

— l'ensemble des zones aplanies d'axe d'interfluves et des sections supérieures convexes des versants adjacents se rattache à la génération, la plus ancienne, du haut glacis ;
— les versants rectilignes sont les équivalents du moyen glacis ;
— les « bas de pentes » procèdent de la même génération que celle du bas glacis, le plus récent.

Enfin, il n'est pas indifférent de savoir lequel des deux mécanismes, l'abaissement généralisé du relief par érosion superficielle ou le recul d'escarpements parallèlement à eux-même, est responsable de l'élaboration des différents glacis. Dans la seconde hypothèse, le mode d'érosion (KING, 1949, 1963) entraîne un bouleversement spectaculaire d'une grande partie, sinon de la totalité, des matériaux meubles. Les conséquences peuvent en être importantes quant au mode de mise en place des matériaux originels des sols sur la surface dégagée à l'aval.

— Pour le haut glacis, on peut supposer que le recul parallèle des versants est responsable de l'aplanissement, l'ancienneté de ce cycle d'érosion ayant permis la disparition de toute surface antérieure. Des nappes d'épandages auraient donc pu se constituer. Mais de nombreux auteurs (BAULIG, 1952, 1956; COTTON, 1961; BIROT, 1965, etc.) s'accordent pour admettre la prédominance finale de l'exportation superficielle de matériaux fins. En ce sens, les nappes d'épandage éventuelles auraient eu peu de chances de subsister jusqu'à nos jours, sauf dans le cas de leur induration précoce.

— Pour les moyens et bas glacis, il ne semble guère possible de supposer un façonnement par recul parallèle des versants, à la suite de l'enfoncement du réseau de drainage. C'est du moins ce qu'indique l'absence de « décrochement » dans le profil en long de la plupart des versants couronnés de témoins du haut glacis. D'autre part, les puits et tranchées de prospection n'ont révélé aucun indice d'un ancien talus de débris caractéristique du recul parallèle d'escarpement. On peut, en définitive, concevoir que le façonnement des vallées et talwegs s'effectua par l'ouverture progressive du V d'incision fluviatile (fig. 13-C), avec déblayage des matériaux par érosion superficielle.

La pente des versants, au cours de cette incision, se serait réajustée avec quelque retard, à la même valeur d'équilibre (CURTISS *et al.*, 1965). Les témoins du haut glacis n'auraient disparu que, lorsque d'un axe de drainage à l'autre, les branches du V d'incision se seraient recoupées. Dans ces conditions, il est probable que les petites surfaces cuirassées du Nord furent mises en relief limité par un escarpement, comme îlots de résistance, au cours du rabattement vers l'horizontale du plan des versants (fig. 14). Le phénomène serait analogue au dégagement de « cheminées des fées ». On peut s'étonner que ces cuirasses du Nord ont donné lieu à des escarpements de bordure à la différence de celles du Sud, plus en conformité avec les interfluves.

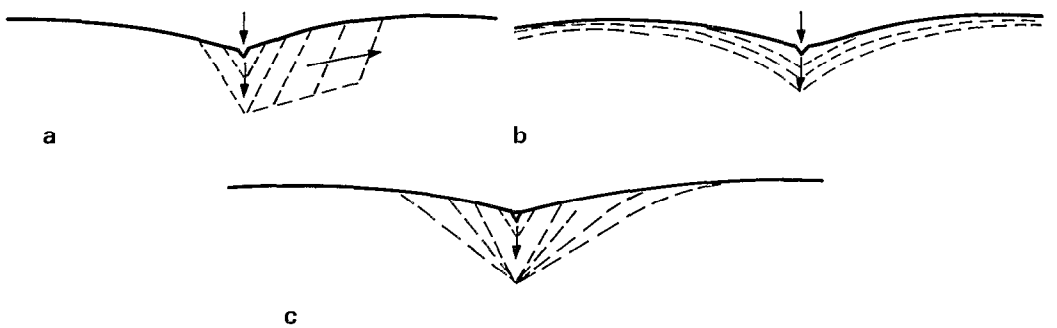


FIG. 13. — Quelques conceptions simplifiées de façonnement du paysage : a) Recul parallèle des versants; b) abaissement généralisé par érosion superficielle; c) Schéma envisagé pour le socle togolais.

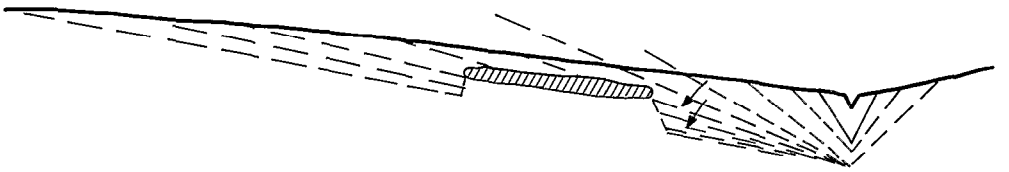


FIG. 14. — Dégagement possible des îlots cuirassés par rabattement vers l'horizontale du V d'incision fluviatile

La raison pourrait en être que les premières ont eu le temps de se former avant que la vague d'érosion régressive ne les atteignent, en provenance du niveau de base océanique. Leurs homologues plus méridionales se seraient formées à la même période, mais lorsque le reprofilage des interfluves était déjà réalisé en grande partie.

III CONCLUSION

Le « paysage pédologique » actuel s'est façonné au cours de plusieurs cycles d'érosion successifs. Du sommet des interfluves aux axes de drainage, les sols, dont l'association forme une toposéquence, se sont développés dans des matériaux de moins en moins altérés, mis en affleurement au fur et à mesure de l'approfondissement des vallées, à une époque de plus en plus récente. La toposéquence est donc aussi une chronoséquence.

De plus la variété des roches-mères influe sur la vitesse de l'altération. Comme les dépressions ou excavations s'effectuent de préférence sur les roches les plus altérables, la toposéquence est également une lithoséquence. On peut donc parler de chronolitho-toposéquence (LÉVÊQUE, 1969).

DEUXIÈME PARTIE

Les sols

CHAPITRE V

La classification des sols

L'inventaire auquel a conduit la cartographie du socle (LÉVÊQUE, 1973) a permis de reconnaître un large éventail de sols. Cependant, toutes les classes établies par l'Ecole française (AUBERT, 1965 ; AUBERT et SEGALEN, 1966 ; C.P.C.S., 1967) ne sont pas représentées : les andosols, les sols calcomagnésimorphes, les sols isohumiques et les sols podzoliques font défaut. Ce chapitre s'étendra plus longuement sur les grands groupes de sols que l'étude ultérieure de toposéquences ne permettra pas de traiter ou n'abordera que brièvement.

Classe des sols minéraux bruts

Seule, la sous-classe 2, d'origine non climatique, des sols minéraux bruts est représentée. Les deux groupes de cette sous-classe ont été reconnus avec les deux sous-groupes respectifs suivants.

— *Le sous-groupe des lithosols* s'étend principalement sur les inselbergs et localement sur les petits massifs de quartzites.

— *Le sous-groupe fluviatile et continental (colluvial)* est reconnu sur les bourrelets de berge les plus récents et sur quelques cônes d'éboulis au pied des Monts Togo.

Les sols minéraux bruts couvrent à peine 1 % de la superficie du socle et ne participent guère à la constitution des toposéquences. Ce sont toujours des « accidents pédologiques ».

Classe des sols peu évolués

Tous les sols reconnus comme peu évolués sont en fait, affectés d'un climat et d'un pédoclimat qui permettent la différenciation de leur profil. Ils rentrent donc dans la définition de la sous-classe 2,

d'origine non climatique. Leur évolution ou leur différenciation est limitée soit par l'érosion, soit par la jeunesse de leur matériau originel. Nous trouvons, sur le socle, les unités suivantes.

— *Le groupe des sols peu évolués d'érosion* est représenté par ses deux sous-groupes : celui des *sols lithiques* et celui des *sols régoliques*. Les sols lithiques se localisent sur les pentes les plus rapides des petits massifs de gneiss acides ou de quartzites. Dans l'étude morphologique ultérieure de sols, le terme « peu évolués régoliques » désignera des sols à profil peu différencié, développés dans des altérations riches en minéraux 2/1. *Cette dénomination n'est qu'un pis-aller pour deux raisons.* En effet, dans la plupart des cas, les caractères de la structure, en profondeur, liés à la minéralogie des produits d'altération, permettent de distinguer avec plus ou moins de facilité, un horizon (B). D'autre part, selon les variations de la nature de la roche-mère et de celles du drainage, ces sols présentent des faciès intergrades vers divers grands groupes de sols : sols bruns eutrophes, vertisols à caractères peu accentués, sols ferrugineux peu profonds, sols halomorphes à alcalis, sols hydromorphes à gley ou à pseudogley parfois à redistribution du calcaire en nodules. Fréquemment, ces tendances diverses coexistent dans un même profil. On retiendra donc pour l'essentiel, que tous ces sols dénommés « peu évolués régoliques » se regroupent en un complexe à caractères montmorillonitiques dominants et qu'ils se distinguent des autres par un beaucoup plus faible degré d'altération des minéraux sur toute l'épaisseur du profil ainsi que par la faible différenciation de leur profil en horizons. En majorité, ces sols peu évolués régoliques présentent un faciès vertique ou alcalisé.

— *Le groupe des sols peu évolués* d'apport est représenté par deux sous-groupes : *modal* et *hydromorphe à gley ou à pseudogley*. Les sous-groupes faiblement salé ou alcalisé et vertique semblent ne constituer que des curiosités et les sols que l'on peut leur rattacher sont toujours à la limite des critères de définition. Les sols d'apport ne couvrent qu'une très faible superficie. On les trouve en bandes minces et discontinues, le long des cours d'eau temporaire ou permanents.

Classe des vertisols et des paravertisols

Les vertisols et les paravertisols n'ont été observés qu'en situation de bon drainage externe. Ils doivent donc être rattachés à la sous-classe 2 des *vertisols et paravertisols lithomorphes*. Dans leur grande majorité, ces sols présentent une structure qui autorise à les classer dans *le groupe non grumosolique*. Trois des quatre sous-groupes de cette dernière unité de classification ont été reconnus : modal, à caractères vertiques moyennement accentués, à concrétions d'hydromorphie. Le sous-groupe à caractères vertiques moyennement accentués est le plus fréquent et, dans la suite de l'étude, la référence au terme de « vertisols » sous-entendra, en fait, des sols de ce sous-groupe, en particulier pour ce qui concerne la structure. Les vertisols du sous-groupe modal se développent surtout aux dépens de roches à caractères ultrabasiques, telles que les serpentines, mais ces formations lithologiques sont très rares.

Bien que le terme de « Paravertisols » fut supprimé par la Commission de 1967 du C.P.C.S., il sera retenu dans la présentation morphologique des sols, *pour commodité d'expression*. Ce terme désignera des sols voisins de ceux du sous-groupe à caractères vertiques moyennement accentués mais dans lesquels s'accusent simultanément : la structure massive et l'éluviation de l'argile de l'horizon superficiel, la ségrégation du fer sous forme de concrétions, la raréfaction des phénomènes de gonflement et de retrait.

Les paravertisols sont beaucoup plus fréquents que les vertisols bien que les uns et les autres représentent, au total, un faible pourcentage de la superficie du socle.

Classe des sols à Mull

La classe des sols à Mull n'est représentée que par le *groupe des sols bruns eutrophes tropicaux*. Ces derniers apparaissent en zones de faible étendue, en association avec les sols peu évolués régoliques. Leur fréquence relative est inférieure à 1 %. Le *sous-groupe modal* est rare et les *sous-groupes hydromorphe-vertique* et *ferruginisé* sont presque les seuls représentants des sols bruns eutrophes.

Le développement des sols bruns eutrophes nécessite un équilibre difficilement réalisable entre un drainage interne suffisant d'une part, la persistance de minéraux riches en silice combinée et un complexe d'échange saturé en ions alcalino-terreux, d'autre part. On trouve ces sols dans des conjonctions très particulières : des roches-mères basiques, des sites favorables à un rajeunissement récent, un bon drainage externe et interne. Cette dernière condition favorise la libération du fer des réseaux cristallins des minéraux de la roche-mère et de ceux des phyllites. Une structure cubique ou finement polyédrique se développpe et améliore le drainage interne. Les eaux qui percolent à travers le profil ne sont ainsi en contact avec le complexe d'échange que d'une manière très fugace. Ceci pourrait expliquer la persistance de constituants facilement solubles, bases et silice, et le blocage des redistributions de fer et d'argile.

Les régions dans lesquelles on retrouve le plus fréquemment les sols bruns eutrophes sont : le Mont Agou, le Mont Haïto et le Massif Kabré.

Il est à noter qu'une certaine brunification affecte, par place, les dépôts finement sableux ou sablo-limoneux des bourrelets de berge sous galerie forestière. Nous trouvons sur ces formations alluviales en général bien drainées, des sols à profil A (B) C, sans mouvement d'argile bien que de tels matériaux qui en comportent souvent de 5 à 8 % soient susceptibles de favoriser le lessivage de la fraction fine. La matière organique est très liée à la matière minérale. La structure de l'horizon A est finement grumeleuse bien que fragile, étant donné la pauvreté en argile et en fer du matériau originel. Le pH est voisin de 6 ou de 6,5 dans l'horizon A et le taux de saturation, assez élevé. Aucune étude particulière des formes d'humus n'a été réalisée mais l'ensemble des autres caractères de ces sols permet de rapprocher ces derniers de ceux du Groupe des sols bruns à « mull » des pays tempérés.

Classe des sols à sesquioxydes de fer

Avec la sous-classe des sols ferrugineux tropicaux nous abordons l'ensemble de sols absolument dominants sur le socle. Rappelons-en les caractères principaux :

- abondance des sesquioxydes de fer individualisés, redistribués dans la plupart des profils, sous forme de concrétions,
- association fréquente de l'illite à la kaolinite dans les horizons supérieurs A et B,
- absence d'alumine libre,
- saturation du complexe absorbant supérieure à 50 % dans l'horizon B,
- structure fréquemment dégradée en surface, s'accompagnant d'une compacité marquée.

Cette sous-classe n'apparaît au Togo, et en particulier sur le socle granito-gnessique, que sous ses termes les plus évolués, les plus différenciés. Les sol que l'on peut lui rattacher, présentent presque tous, des horizons B caractérisés par une forte concentration des sesquioxydes de fer et, par la formation d'abondantes concrétions. La plupart des profils présentent, également, une forte différenciation verticale des pourcentages de la fraction argileuse et un « ventre textural » s'individualise. Les pourcentages d'argile sont, dans l'horizon B, presque dans tous les cas, très supérieurs à ceux de l'horizon C. En ce sens, il est difficile de retenir, à priori, comme unité de classification, le groupe appauvri dans la définition qu'en a donné la C.P.C.S. en 1967. Provisoirement, du moins, les sols ferrugineux étudiés ici, seront classés dans le second groupe établi par G. AUBERT, celui des *sols ferrugineux tropicaux lessivés.* Les quatre sous-groupes ont été reconnus : *sans concrétions, à concrétions, hydromorphe, induré.* Le premier de ces sous-groupes est très rarement représenté.

Les travaux de cartographie ont montré la nécessité d'établir pour les trois premiers sous-groupes, *un faciès mince,* dont l'épaisseur totale des horizons A et B ne dépasse pas 1 m. La distinction de cette dernière unité taxonomique se justifie par le fait que tous ces sols ferrugineux minces se différencient de leurs homologues, que nous appellerons *sols ferrugineux profonds,* par les caractères suivants :

- la plus grande richesse du matériau originel en minéraux altérables,
- l'intense redistribution du fer sous forme de concrétions,
- le développement relatif plus important des horizons A_1 et A_2,
- la plus grande proportion de phyllites à réseau 2/1 dans la fraction argileuse des horizons A et B,
- les limites très tranchées des horizons A et B,
- la localisation dans les zones rajeunies du paysage.

Classe des sols ferrallitiques

Les sols ferrallitiques se développent dans des matériaux d'altération dont l'épaisseur peut atteindre 20 m sous les points les plus hauts du paysage. Sur les versants, cette épaisseur diminue vers l'aval. Bien que ce soit loin d'être le cas général en zone tropicale humide, cette profondeur d'altération se révèle, sur le socle togolais, beaucoup plus grande dans les roches basiques, amphibolites ou gneiss mélanocrates par exemple, que dans les roches acides, comme les quartzites, où elle dépasse rarement 5 m. Jusqu'à une profondeur importante sous les horizons B, la muscovite et, dans une moindre mesure, les feldspaths potasiques, constituent les rares minéraux primaires altérables plus ou moins intacts.

Les caractères de leur complexe d'échange rattachent les sols ferrallitiques étudiés, aux deux Sous-Classes moyennement et faiblement désaturées (AUBERT et SEGALEN, 1966). Les processus secondaires d'évolution les répartissent entre les trois groupes de *sols appauvris*, de *sols remaniés* et de *sols pénévolués*, établis pour chacune des deux sous-classes. L'induration est le phénomène qui permet le plus fréquemment de les différencier au niveau du sous-groupe.

Classe des sols halomorphes

Les sols halomorphes sont très dispersés en unités difficiles à cartographier, même aux échelles les plus fines. Ils se localisent sur des faciès pétrographiques particuliers : passées microgranitiques, gneiss riches en plagioclases sodiques par exemple, au sein des zones de sols peu évolués régoliques. Ils représentent moins de 1 % de la superficie de la région étudiée. On retrouve ces sols surtout au Sud du 8^{e} parallèle et, dans l'extrême Nord du pays, sur des passées plus sodiques des granites syntectoniques.

Dépourvus de sels solubles de sodium, les sols halomorphes rentrent tous dans la sous-classe des sols à structure dégradée. La teneur en argile est loin d'être constante à l'échelle du profil et des horizons A parfois très éluviés se développent. Ils se classent dans le *groupe des sols à alcalis lessivés* bien qu'on ne puisse distinguer d'accumulation d'argile en profondeur. Dans l'horizon B, une structure en colonnettes se développe assez rarement et la plupart des solonetz inventoriés se caractérisent par une structure prismatique banale, massive ou diffuse. Dans certains profils, au contact de l'horizon A et B, se développe un petit horizon A_2 éclairci, ce qui semblerait indiquer une dégradation des argiles. Les observations en saison des pluies permettent de voir dans cet éclaircissement, l'action d'une nappe perchée.

Les données analytiques et les caractères morphologiques de ces sols ne concordent pas dans tous les cas. Rappelons que si l'on calcule le rapport Na + K %/T où T désigne la capacité d'échange exprimée, comme Na et K, en milliéquivalents/100 g, on estime que le seuil d'alcalisation du complexe est dépassé pour des valeurs supérieures à 15 (AUBERT, 1965). Or, dans de nombreux profils, l'horizon B à structure prismatique, massive ou diffuse, à compacité élevée et à porosité très faible, présente des valeurs très inférieures à ce seuil, valeurs qui peuvent s'abaisser à 5 %. Ceci rejoint les observations de BOCQUIER (1964), au Tchad et de BOULET (1974), en Haute-Volta. Enfin le développement de colonnettes au sommet de l'horizon B, qui caractérise souvent les solonetz les plus typés, n'est pas obligatoirement associée à une alcalisation certaine du complexe. Comme le souligne BOULET, on peut retenir pour cette morphologie particulière, l'explication donnée par HOLMES et STACE (1968) : l'expansion apicale préférentielle de l'axe des prismes structuraux. Ce phénomène dépendrait de deux causes principales. La première serait le blocage du gonflement latéral à la suite du remplissage, par du sable, des fentes de retrait. La seconde cause serait le plus grand pourcentage en phyllites gonflantes du cœur des prismes, hétérogénéité due à la lixiviation plus marquée des bases dans les zones corticales des unités structurales. Dans d'autres profils, au contraire, les ions alcalins saturent une importante partie de la capacité d'échange sans apparition de différenciation structurale. Enfin, le matériau originel de sols ferrugineux du faciès mince peut être assez fortement alcalisé, le sodium pouvant représenter jusqu'à 35 % de la capacité d'échange. Dans les conditions naturelles du socle togolais, l'halomorphie pourrait donc n'être qu'un phénomène transitoire, caractère que l'association des sols alcalisés à ceux du sous-groupe peu évolué régolique tend à confirmer.

Classe des sols hydromorphes

Le socle est, en grand, assez aplani. Toutefois, sa pente générale, la hiérarchie très élaborée de son dense réseau hydrographique et l'enfoncement relativement récent de ce dernier, interdisent la stagnation prolongée des eaux en quelque région que ce soit. Dans ces conditions, bien qu'elle soit reconnue un peu partout, principalement sous forme d'engorgement temporaire, l'hydromorphie n'entraîne jamais d'accumulation de matières organiques.

Seule est représentée la *sous-classe des sols hydromorphes minéraux ou peu humifères,* c'est-à-dire de ceux qui représentent des pourcentages de matière organique inférieurs à 6 à 8 %. En réalité, les pourcentages sont loin d'atteindre ce seuil. La teneur moyenne se situe aux environs de 2 % pour les 20 premiers centimètres, avec des maxima qui excèdent rarement 5 %.

Dans la plupart des sols étudiés, l'hydromorphie se traduit principalement par des caractères de couleur. A l'échelle du profil, les redistributions d'éléments solubilisables sont très discrètes. En particulier, le concrétionnement des hydroxydes de fer est rare, celui du manganèse n'est jamais observé et la concentration de carbonate de calcium est épisodique. La formation des cuirasses ou de carapaces ferrugineuses sous la seule action de l'hydromorphie n'intéresse que de très rares et petites zones.

Dans cette sous-classe hydromorphe peu humifère, les sols se rattachent essentiellement à deux groupes : celui des *sols à gley,* d'une part, et le groupe des *sols à pseudo-gley,* d'autre part. Les sols du groupe à gley se développent dans des apports à dominance alluviale, principalement dans des matériaux argileux d'altération, riches en minéraux 2/1, remaniés et transportés à faible distance. Les deux sous-groupes le plus fréquemment reconnus sont ceux du gley de surface ou d'ensemble et de gley de profondeur. Les sols à gley salés n'ont pas été observés. Le développement des sols à gley lessivés semble fréquent, mais l'observation de revêtements argileux est rarissime. Seule, la variation en profondeur des pourcentages d'argile permet de retenir cette unité de classification. Il faut, par ailleurs, noter que la mise en place des matériaux originels peut très facilement entraîner des différenciations granulométriques. Les sols à gley lessivés se trouvent essentiellement dans l'extrême Sud-Ouest du socle, sur les migmatites. Dans cette région très proche du niveau de base de l'Océan, la phase morphogénétique la plus récente semble être arrivée au terme du reprofilage des versants. Les bas-fonds sont assez larges et leurs pentes longitudinales et transversales, faibles. Des alluvions ont pu s'y déposer et leur évolution pédologique est avancée.

Le *groupe des sols hydromorphes à pseudo-gley* permet de classer tout un ensemble de sols développés principalement sur des complexes colluvio-alluviaux de la base des versants. Le matériau originel est constitué généralement de sables quartzeux transportés sur des distances assez faibles et provient de l'érosion des horizons supérieurs éluviés des versants. Dans ce matériau assez inerte, les différenciations pédologiques sont limitées à la redistribution de très faibles quantités d'hydroxydes de fer, sous forme de taches et, très accessoirement, sous forme de concrétions. Il est remarquable que de nombreuses conditions sont réunies pour la favoriser. Nous avons, en effet, un matériau susceptible d'accueillir une grande masse d'hydroxydes de fer, la porosité étant très généralement, élevée. Grâce aux variations rapides, à l'échelle de l'année, des conditions d'oxydoréduction, les sesquioxydes de fer peuvent être, d'autre part, facilement immobilisés. Enfin, ce matériau se trouve presque toujours en aval de grandes masses d'hydroxydes représentées par les sols ferrugineux et ferrallitiques.

Le pseudo-gley ne s'exprime que dans la mesure où le lessivage laisse subsister des quantités suffisantes d'hydroxydes de fer dans les matériaux originels. Ce n'est, bien souvent, qu'à une assez grande profondeur qu'il se traduit dans la morphologie des profils.

A peu près tous les sols inventoriés peuvent se ranger dans le *sous-groupe à taches (et concrétions),* le *sous-groupe des sols à cuirasse ou carapace* étant très peu représenté.

Enfin, toujours dans la sous-classe des sols hydromorphes minéraux, certains sols peuvent être rattachés au *Groupe à redistribution des sels de calcium.* C'est le cas des sols à nodules calcaires, développés dans des gleys, au sein de matériaux originaires de roches basiques. Nous les trouvons fréquemment dans tous le massif des gneiss du Groupe d'Anié, plus rarement dans les régions de migmatites.

En résumé, l'hydromorphie représente le processus fondamental des formations d'apport, déposées en bordure des cours d'eau. Elle ne caractérise qu'une faible proportion du socle, soit à peine 9 % de la superficie totale.

CHAPITRE VI

La toposéquence virtuelle générale

Les différents sols, dont les caractères principaux viennent d'être exposés, ne se répartissent pas au hasard dans le paysage. Un travail conjoint de cartographie suffisamment détaillée montre qu'ils s'ordonnent, au contraire, en séquences dans lesquelles la situation topographique apparaît, du moins *a priori*, comme le facteur fondamental de leur distribution. Des points les plus hauts vers les axes de drainage principaux (Mono, Anié, fleuves côtiers comme le Sio et le Haho, par exemple) l'ordre de succession des différents sols est toujours le même. On peut donc définir une séquence virtuelle générale caractéristique de la région naturelle étudiée. De l'amont vers l'aval de cette toposéquence virtuelle, les grands groupes de sols se distribuent dans l'ordre suivant.

Sols ferrallitiques

De nombreux sols ferrallitiques présentent, en général sur moins de 50 cm d'épaisseur au sommet de leur profil, des caractères morphologiques de sols ferrugineux : éluviation marquée de l'argile, dégradation de la structure. Cette évolution superficielle est rare sous la forêt mais très fréquente sous la savane ou sous culture. Les sols ferrallitiques se développent sur les axes d'interfluves les plus élevés et l'altitude relative à laquelle ils disparaissent sur les versants se situe au plus, à 35 m, en dessous des points les plus hauts. La valeur moyenne de 18 m est la plus fréquente.

Le profil topographique des sections de versants couvertes par ces sols est presque toujours convexe et la valeur moyenne des pentes, de 2,1 % environ. Ce n'est que dans le Pays Kabré ainsi que sur les granites au Nord de Dapango, que ces sols sont assez souvent associés à des sections concaves. La cause en est la présence de cuirasses sommitales résistantes surmontant de puissantes zones d'altération très meubles.

Celles-ci sont alors façonnées, sur le pourtour des zones protégées par les horizons indurés, selon un escarpement qui s'adoucit progressivement vers l'aval.

Sols ferrugineux lessivés à concrétions

A l'amont, les sols ferrugineux lessivés à concrétions sont parfois développés dans un matériau fortement lixivié en bases et en silice. Ce matériau représente, en fait, un héritage d'altération ferrallitique. Les profondeurs d'apparition de la roche-mère sont généralement beaucoup moindres que pour l'ensemble précédent de sols. D'autre part, le matériau originel possède le plus souvent des caractères d'hydromorphie assez typiques d'un pseudo-gley apparemment inactuel dans la majorité des cas. Pour commodité d'expression, ce matériau sera dénommé : *kaolinique-hydromorphe.*

Le profil des sections de versants couvertes par ces sols est très généralement concave et la valeur moyenne des pentes est de 2,6 %.

Vers l'aval, les sols ferrugineux lessivés à concrétions se développent aux dépens d'un matériau originel dans lequel les phyllites à réseau 2/1 dominent progressivement, accompagnés de minéraux primaires altérables. L'hydromorphie temporaire marque, d'autre part, souvent, la base des horizons de concentration ferrugineuse (Bfe).

Le profil des sections de versants couvertes par ces sols est très légèrement convexe dans 47 % des cas. Il n'est concave ou rectiligne que selon les fréquences respectives de 34 % et 19 %. La valeur moyenne des pentes est de 2,7 %.

Sols ferrugineux lessivés hydromorphes

Les sols ferrugineux lessivés hydromorphes sont marqués, en saison des pluies par l'engorgement presque total de leur profil. A partir des sols ferrugineux drainés, à l'amont, c'est après une transition souvent limitée à quelques dizaines de mètres, que l'hydromorphie remonte jusqu'à la base des horizons A_1. Le matériau originel ainsi que le modelé du versant sont les mêmes que ceux de l'ensemble précédent. La valeur moyenne des pentes est toutefois un peu plus faible (2,4 %). La distance à partir du sommet des versants, à laquelle apparaissent ces sols est extrêmement variable : de 100 à plus de 1 800 m. La valeur moyenne de cette distance, pour autant qu'elle puisse être significative avec de tels écarts, se situe à 500 m environ. Dans la plupart des sites étudiés, les sols ferrugineux hydromorphes apparaissent, vers l'aval, dès la mi-pente, quelles que soient les caractéristiques topographiques et les particularités climatiques. Il semble que la nature de la roche-mère est un facteur très important du développement des sols ferrugineux hydromorphes et conditionne beaucoup leur répartition sur les versants. Cette influence s'exerce directement par les possibilités de drainage intrinsèque du substrat, ou indirectement par la composition granulométrique ou minéralogique du matériau d'altération. Il est fréquent de noter, par exemple, qu'au sein de sols ferrugineux hydromorphes sur gneiss basiques, une passée de micaschistes quartzitiques permet le développement de sols ferrugineux drainés.

Sols ferrugineux du faciès mince

Les sols ferrugineux du faciès mince se rapprochent de l'un ou l'autre des deux sous-groupes précédents selon que l'hydromorphie les marque ou non. C'est après une zone de transition rapide, souvent limitée à 20 ou 30 m qu'ils succèdent vers l'aval, aux sols ferrugineux profonds. D'un versant à l'autre d'une même vallée, ce passage s'effectue dans la plupart des cas, à la même altitude, à quelques mètres près. Le profil topographique des sections de versants sur lesquelles ces sols se développent est soit convexe,

soit concave, rarement rectiligne. La valeur moyenne des pentes est plus faible que pour les sols précédents, avec 1,8 %

Sols du complexe d'altération montmorillonitique de bas de pente

L'ensemble du complexe montmorillonitique de bas de pente regroupe de nombreux sols : vertisols et paravertisols, sols halomorphes, sols bruns eutrophes, et, surtout, les sols peu évolués régoliques développés dans un matériau argileux d'altération. Ce sont ces derniers qui sont les mieux représentés. Le principal caractère commun à tous ces sols est la présence à faible profondeur, d'un pourcentage de montmorillonite assez élevé pour que cette phyllite imprime sa marque, en particulier sur la structure qui se développe en saison sèche. Avec ce matériau montmorillonitique, coïncident le confinement des profils et la permanence d'une assez grande partie des éléments les plus solubles. Quand le substrat est suffisamment basique, les sols de ce complexe d'altération montmorillonitique succèdent très rapidement, vers l'aval, aux sols ferrugineux profonds et ne laissent que peu de place aux sols ferrugineux du faciès mince.

Ces sols à montmorillonite se développent sur des sections de pente le plus souvent concaves (fréquence relative de 60 %) les profils topographiques rectilignes étant les plus rares (13 %). Les pentes deviennent plus fortes avec une valeur moyenne de 2,5 %. Ceci pourrait donner à penser, qu'après une période de stabilité ayant permis la différenciation des sols ferrugineux du faciès mince, une reprise d'érosion, par incision du réseau hydrographique, s'est effectuée. Ayant abouti au décapage d'une partie des formations superficielles sur les bases des versants, elle n'aurait pas encore laissé place à la période de stabilisation nécessaire à une évolution pédologique plus poussée. Dans cet ensemble, les vertisols se développent sur les zones les moins déclives avec une pente moyenne de 1,7 %.

Sols hydromorphes à gley ou à pseudo-gley

Le sols hydromorphes forment le dernier ensemble dans la toposéquence virtuelle générale. Ils se localisent d'une manière exclusive dans les complexes alluviaux ou colluvio-alluviaux, en bordure des axes de drainage.

Cuirasses et carapaces

Dans la toposéquence virtuelle générale, les zones de cuirassement bien différencié se cantonnent à la section de l'amont, couverte par les sols ferralitiques. Plus en aval, les formations indurées sont caractérisées par leur faible développement en épaisseur et en étendue et par l'absence d'un repère d'ordre topographique (ressaut, rupture de pente, par exemple) jalonnant leur présence. Les facteurs de leur répartition sur les versants apparaissent difficiles à mettre en évidence. Elles se présentent le plus souvent sous forme d'une carapace concrétionnaire ou nodulaire, plus indurée en son sommet qu'en profondeur. L'épaisseur est très généralement inférieure à 1 m. Cet horizon induré est toujours en continuité avec les horizons concrétionnés des sols voisins et forme des bandes discontinues. Celles-ci dépassent rarement quelques dizaines de mètres de largeur et sont parallèles aux courbes de niveau. La mise en affleurement de ces carapaces ou cuirasses est l'exception.

En dehors des zones de sols ferrallitiques, la fréquence des formations indurées est variable d'un point à un autre du socle. Elle est plus élevée au Nord des latitudes 7°30 à 8° qu'au Sud. C'est dans les sols ferrugineux développés dans les matériaux kaoliniques hydromorphes que les cuirasses ou les carapaces sont les plus fréquentes. Celles-ci sont beaucoup plus rares dans les sols ferrugineux hydromorphes et dans ceux du faciès mince. Elles sont, enfin, pratiquement absentes du complexe montmorillonitique des bas de pentes.

De toutes les toposéquences étudiées, 60 % d'entre elles ne montrent aucune trace d'induration en masse. Le phénomène du cuirassement ou du carapacement est donc assez limité sur le socle togolais. Nous verrons plus loin qu'il n'en est pas de même pour le concrétionnement.

La toposéquence virtuelle générale, dont les grands traits viennent d'être exposés, réalise la synthèse des observations effectuées sur la répartition des sols dans le paysage. En fait, il est très rare de retrouver sur le même interfluve cette association complète des différents sols. Dans la majorité des cas, les toposéquences n'en montrent pas tous les termes. Mais si certains sols sont présents ils se distribuent, en fonction de la topographie, dans l'ordre de cette série virtuelle générale.

Le prochain chapitre présentera quatre toposéquences choisies au sein d'une cinquantaine de sites étudiés, pour leur représentativité des divers types principaux de distribution des sols. Leur étude comparée permettra de suivre le passage entre les deux pôles de l'évolution géochimique. Ultérieurement, quand il s'agira de préciser certains aspects de l'organisation, soit au niveau du profil, soit à celui d'un ensemble de sols, il sera fait appel aux résultats obtenus sur d'autres toposéquences quand celles-ci caractériseront mieux les données du problème abordé.

CHAPITRE VII

Etude morphologique de toposéquences

I LA TOPOSÉQUENCE DE KPADÉGAN : DOMINANCE DES SOLS FERRALLITIQUES ET DES SOLS FERRUGINEUX

(Fig. 15 h.-t.)

La toposéquence de Kpadégan est située à 12 km à l'Est du village de Gléï, à la latitude 7° 20′, à 135 km au Nord de Lomé.

A Les facteurs naturels

La Géologie. La carte d'AICARD fait référence à des gneiss à biotite, réunis par l'auteur dans le groupe de l'Ofé. Les deux analyses publiées donnent pour ces roches la composition suivante :

SiO_2	:	59,50 et 60,50 %	MgO	:	3,25 et 3,45 %
Al_2O_3	:	16,75 et 17,00 %	CaO	:	5,00 et 5,50 %
Fe_2O_3	:	1,90 et 2,20 %	Na_2O	:	3,95 et 4,35 %
FeO	:	4,95 et 4,20 %	K_2O	:	1,35 et 1,05 %
MnO	:	0,13 et 0,04 %	TiO_2	:	1,20 et 0,70 %

Les principaux minéraux sont : le quartz, l'oligo-andésine (à 35 % d'anorthite), la hornblende et la biotite.

L'ouverture des fosses a montré que le soubassement présente, en réalité, une constitution assez variable. C'est ainsi que le profil du sommet de la séquence est développé dans un micaschiste à muscovite quartzeux et plus ou moins feldspathisé. Par contre, dans le profil immédiatement situé en aval (2801/1), on voit un filonnet de dolérite en place à partir de 3 m de profondeur tandis que l'arène renferme très peu de quartz. Plus en aval, on observe, au sein des gneiss, des envahissements locaux de feldspaths et le faciès de la roche se rapproche d'une embrêchite. Enfin, à la base de la toposéquence dans le ruisseau qui la draine, des amphibolites affleurent. Nous voyons donc que la roche-mère présente quelques variations locales assez importantes, mais nous retrouvons dans la localisation au sommet de la séquence du micaschiste à muscovite, l'un des traits fondamentaux du modelé du socle : la mise en relief des roches les plus acides.

Dans tous les faciès de roche-mère, des filons et des filonnets de quartz s'observent.

La géomorphologie et la topographie. Le sommet de cette toposéquence, à 223 m d'altitude, correspond à un témoin du haut glacis. Ce témoin se raccorde par une concavité fortement marquée au chaînon des Monts Haïto tout proches. Du point le plus haut à la base de la séquence, la dénivelée est de 25 à 26 m sur une longueur de 900 m environ. La pente moyenne est de 2,6 % avec une section légèrement convexe sur 270 m à partir du sommet. Le profil en long est ensuite sensiblement rectiligne jusqu'à la base. Aucun accident ne vient rompre la régularité du versant, mis à part, à 100 m avant le pied de la toposéquence, une légère dépression. Celle-ci traduit une incision oblique d'ancienne rigole d'érosion, en grande partie oblitérée. L'axe de drainage se jette après un parcours de 9 à 10 km, dans l'Amou, tributaire du fleuve Mono. Celui-ci, à une distance de 45 km du site d'étude peut être considéré comme le niveau de base local.

La climatologie. La pluviométrie moyenne annuelle est de 1 350 mm environ, avec quatre saisons. La grande saison des pluies s'étend de la fin du mois de mars à la mi-juillet et la petite saison pluvieuse couvre, en gros, les mois de septembre et d'octobre.

La végétation. Le témoin du haut glacis, auquel se raccorde la toposéquence, est couvert d'une relique forestière très secondarisée. Les essences les plus fréquentes sont : *Ceiba pentendra, Diospyros mespiliformis, Isoberlinia doka.* Quelques *Triplochyton scleroxylon* et *Chlorophora excelsa* confirment l'ambiance forestière. Cette formation arborée est suffisamment dense pour couvrir totalement le terrain. Elle descend sur le versant jusqu'à 350 m du sommet. On peut remarquer que cette limite correspond au passage entre deux ensembles de sols bien distincts : les sols ferrallitiques à l'amont, les sols ferrugineux tropicaux à l'aval. Cette forêt cède alors la place à une savane boisée, puis arborée à *Daniellia oliveri* et *Lophira alata,* et enfin, dans le quart inférieur, à une savane arbustive ou herbeuse où *Hymenocardia acida* et *Terminalia macroptera* sont les essences ligneuses les plus fréquentes.

B Les grandes unités pédologiques

Du sommet à la base de la séquence, nous avons les quatre ensembles suivants.

— Un ensemble de sols rouges très bien drainés dans leurs horizons supérieurs A et B, développés aux dépens d'altérations très profondes et classées comme ferrallitiques. Ils disparaissent après 350 m.

— Une succession de sols en général moins bien drainés que les précédents, à profil nettement plus différencié. Leurs caractères, qui sont étudiés plus loin, les font classer dans le sous-groupe des sols ferrugineux tropicaux à concrétions. On les trouve de 350 m à 680 m à partir du sommet.

— Un troisième ensemble dont nombre de caractères le font se rapprocher des sols précédents, s'en distingue néanmoins par une hydromorphie temporaire assez intense dès la base des horizons A1. Le concrétionnement diminue, sinon en intensité du moins en puissance. Cet ensemble sera rattaché au sous-groupe des sols ferrugineux tropicaux lessivés hydromorphes. Ces sols disparaissent à 810 m du sommet de la séquence.

— Enfin, dans les 80 derniers mètres, nous avons un domaine pédologique assez particulier dont les caractères les plus frappants sont les suivants :

dominance à une faible profondeur, d'une argile d'altération à nets caractères montmorillonitiques;

structure assez large, dont les unités présentent une cohésion et une compacité très fortes;

différenciation du profil peu accusée.

Ces sols peuvent être classés dans le sous-groupe des sols peu évolués d'érosion régoliques.

1 LE PREMIER ENSEMBLE : LES SOLS FERRALLITIQUES

Nous étudierons d'abord le *profil* 2802, développé, au sommet de la séquence, sur un petit replat de quelques centaines de mètres carrés *.

0 - 6 cm : *brun foncé (10 YR 2/2-3/2 à l'état sec **); sableux; très rares éléments grossiers : petits graviers de quartz anguleux presque hyalins et très petits nodules ferrugineux de formes sphériques ou ovoïdes à cortex sombre ou noirâtre et à patine superficielle; structure massive à particulaire à tendance grumeleuse ou nuciforme; racines nombreuses et fines — passage assez rapide.*

6 - 28 cm : *brun-rosâtre (5 YR 4/2-5/2); sableux; éléments grossiers un peu plus fréquents, de nature identique, accompagnés de quelques débris de poteries; structure massive à particulaire, à faible tendance nuciforme; quelques galeries de termites de 4 à 5 mm de diamètre; racines rares et fines dans l'ensemble, les plus grosses se concentrant au sommet de l'horizon — passage progressif.*

28 - 52 cm : *rouge à rouge-brunâtre (5 YR 4/6); texture grossièrement sableuse puis sablo-argileuse; éléments grossiers identiques à ceux de l'horizon supérieur, mais à la base de l'horizon, apparaissent d'assez nombreux cailloux de quartz plus ou moins émoussés saccharoïdes, pouvant atteindre 10 cm; structure massive à débit nuciforme très grossier; cohésion d'ensemble : moyenne; rares racines — passage à l'horizon sous-jacent est progressif pour les caractères de la fraction fine, rapide pour l'apparition des éléments grossiers.*

52 - 98 cm : *forte à très forte concentration de cailloux et graviers de quartz plus ou moins ferruginisés, très saccharoïdes, anguleux ou, beaucoup plus rarement, émoussés; ces quartz sont accompagnés de quelques très petits nodules arrondis ou ovoïdes et de très rares petites concrétions semi-pisolitiques ***, tous de couleur rouge sombre; la fraction fine est rouge (2,5 YR 4/6 à 10 R 4/6); argileux; massif à débit très finement polyédrique; moyennement friable; très forte cohésion d'ensemble à l'état sec; racines peu nombreuses et fines — passage moyennement progressif.*

98 - 215 cm : *rouge (10 R 4/6); texture plus argileuse dans la moitié supérieure de l'horizon qu'en profondeur où la proportion de sables augmente; très vagues faces luisantes, jusqu'à 150-160 cm de profondeur, sur les unités structurales isolées au débit ainsi que dans le logement des éléments grossiers; en dessous de 150-160 cm, quelques canalicules présentent de minces revêtements argileux de couleur rouge-brun; les éléments grossiers disparaissent progressivement : cailloux (ne dépassant pas 6 à 7 cm) et graviers de quartz, tous très anguleux, peu ferruginisés, souvent saccharoïdes dans la moitié supérieure de l'horizon; ces quartz sont accompagnés, jusqu'à 150-160 cm environ, de petits nodules de formes irrégulières, de couleur rouge; quelques petits filons de quartz peu ou pas disloqués sont visibles dès 180-190 cm; structure massive, à débit polyédrique arrondi à nuciforme; de plus en plus friable en profondeur; cohésion d'ensemble : assez forte à l'état sec; racines fines et très rares; quelques galeries de termites (de 2,5 cm de diamètre) plongent jusqu'à 2 m de profondeur — passage assez rapide.*

215 - 320 cm : *de rouge sombre uniforme (2,5 YR 3/6 - 4/6) passe progressivement à de petites zones de couleurs diverses; rouge foncé à violacé, rouge, jaunâtre, olive, etc.; d'argileux passe progressivement à argilo-sableux; les éléments grossiers, déjà peu nombreux au sommet de l'horizon, se raréfient rapidement; graviers de quartz anguleux, petits nodules et concrétions semi-pisolitiques; structure massive à débit polyédrique assez fin; friable, au moins jusqu'à 240 cm; galeries de termites ou anciens conduits racinaires remplis par un matériau fin grumeleux de teinte un peu plus brune que le reste de l'horizon; cohésion d'abord moyenne puis progressivement plus forte, à l'état sec — passage très progressif.*

* Les données analytiques des profils sont en annexe en fin de chapitre.

** Dans toutes les descriptions de sols, la codification des couleurs fait référence à l'état sec.

*** Comme il sera précisé plus loin, les nodules ne présentent à la cassure, aucune différenciation structurale alors que les concrétions semi-pisolitiques ont un cortex constitué de dépôts concentriques.

320 - 900 cm et plus : *zones de plusieurs centimètres différemment colorées : rouge-violacé (10 YR 3/4), jaunâtre (2,5 Y 6/4), blanchâtre (10 YR 8/1). Les zones rouge violacé sont bien délimitées et conservent le litage de la roche-mère tandis que le passage entre les zones jaunâtres s'effectue d'une manière plus diffuse ; argilo-sableux à sablo-argileux avec des passées plus grossières de couleur rouge-violacé ; les éléments grossiers ne sont représentés que par de rares et petits graviers de quartz très anguleux et hyalins ainsi que par de petits filons de quartz non disloqués; quelques feldspaths, s'écrasant facilement, sont visibles ; nombreuses paillettes de muscovite ; structure particulaire ou massive, selon l'hétérogénéité de la roche-mère ; cohésion d'ensemble : assez faible ; porosité : élevée.*

Le développement du profil aboutit à l'individualisation des quatre groupes d'horizons suivants :

— Le premier groupe d'horizons, sur environ 50 cm d'épaisseur, est caractérisé par une assez forte éluviation d'argile puisque le pourcentage de cette fraction ne dépasse pas 20 % avant 35 à 40 cm de profondeur, par l'extrême rareté des éléments grossiers, par une incorporation de matière organique (3,7 % dans les 6 premiers centimètres mais seulement 1,2 % à 15-20 cm). Il s'agit, ici, des horizons A_1 puis AB.

— Le second groupe d'horizons, de 50 à 215 cm, est marqué par une forte concentration quartzeuse dont la partie supérieure comprend des éléments émoussés, ainsi que par la présence de nodules et concrétions, en assez faible pourcentage (moins de 7 %). Cette concentration grossière, surtout par la présence de quartz émoussés, traduit un intense remaniement. La texture de cette partie du profil (entre 42 et 51 % d'argile) en fait un horizon B.

— Le troisième groupe, de 215 à 320 cm, a toutes les caractéristiques d'horizons BC puisqu'il assure la transition avec le suivant. Il se distingue de ce dernier par une assez bonne homogénéité du matériau qui le constitue et par un taux d'argile sensiblement plus élevé (45 à 52 % contre moins de 30 %). Cette partie du profil diffère de celle qui lui est sus-jacente par la disparition rapide en profondeur des éléments grossiers.

— Le quatrième groupe d'horizons présente les caractères essentiels d'horizons C ferrallitiques typiques :

altération très profonde et intense, ne laissant subsister que les minéraux primaires les moins altérables comme la muscovite;

« allègement » du matériau, par dissolution et hydrolyse d'une partie des minéraux primaires, dont résultent une cohésion très moyenne et une forte porosité;

répartition des zones les plus vivement colorées selon l'hétérogénéité de la roche-mère, se traduisant par un bariolage caractéristique.

Les données analytiques suivantes permettent de ranger ce sol dans la sous-classe des sols ferrallithiques faiblement désaturés.

— La somme des bases échangeables est comprise entre 2 et 6 mé / 100 g, sauf dans l'horizon tout à fait superficiel (0 - 6 cm) où elle dépasse 14 mé / 100 g.

— Le pourcentage de saturation est assez variable mais reste supérieur à 40 % dans l'horizon B.

— Le pH oscille entre 5,2 et 6,5 en dessous de l'horizon superficiel où il atteint 6,9.

— Le rapport moléculaire SiO_2 combinée / Al_2O_3 s'abaisse à 1,89 au sommet de l'horizon BC et ne dépasse 2,2 qu'à grande profondeur dans l'horizon C.

— Sauf tout à fait en surface où un peu d'illite lui est associée, la kaolinite est exclusive jusqu'à plus de 5 m de profondeur.

D'une façon générale, ce sol est très bien drainé et le profil, du moins pour sa fraction fine, est relativement peu différencié. Les redistributions de matière sont très modestes : pas d'induration, peu de concrétionnement, très rares revêtements argileux.

Dès 50 m en aval du profil 2802 et sur 150 m environ, des sols quelque peu différents se sont développés, bien qu'ils appartiennent toujours à la même sous-classe. Un des profils-types est le suivant (2801/1).

0 - 17 cm : *horizon A_1 ; brun clair rosé (5 YR 4/2,5) ; finement sableux ; pas ou très peu d'éléments grossiers ; structure massive, à tendances locales diverses : particulaire, nuciforme fine ou grossière, grumeleuse ; meuble ; forte activité biologique ; très nombreuses racines — passage assez rapide et irrégulier.*

17 - 62 cm : *forte concentration quartzeuse et ferrugineuse grossière : quartz de toutes tailles entre 2 mm et 10 cm dont la plupart sont émoussés pour ceux qui dépassent 2 cm, parfois saccharoïdes, nodules de formes irrégulières, de couleur rougeâtre sombre ou rouge brun, parfois patinés; la fraction fine passe progressivement d'ocre-rose (2,5 YR 5/4) à rouge-ocre (2,5 YR 4,5/6) ; sableux puis assez rapidement argilo-sableux grossier ; structure massive dans l'ensemble, mais avec des tendances diverses selon le taux d'argile : microagrégats nuciformes au sommet puis petits agrégats polyédriques plus nets en profondeur ; un peu moins meuble en profondeur ; le logement des éléments grossiers est marqué par quelques figures de compression ou par de minces revêtements argileux ; quelques galeries de termites ; racines assez nombreuses — passage moyennement rapide et irrégulier (de petites « langues » diffuses, soulignées par la présence de petits cailloux de quartz émoussés peuvent plonger jusqu'à 100 cm).*

62 - 225 cm : *horizon Bfe ; les quartz grossiers se raréfient très rapidement ; les nodules ferrugineux sont moins abondants dès le sommet et, en profondeur, leur pourcentage s'abaisse d'une façon progressive ; la fraction fine est d'abord rouge uniforme (1,25 YR 4/6) puis est marquée par l'apparition progressive de petites zones jaune pâle (2,5 Y 8/3) et jaune ocre (10 Y 8/8) assez mal délimitées ; texture uniformément argilo-sableuse ; faces de compression visibles dans le logement des nodules ; cohésion d'ensemble rapidement plus forte en profondeur bien que le débit devienne nettement friable ; quelques galeries de termites sont encore visibles jusqu'à la base de l'horizon ; quelques fines racines — passage progressif.*

225 - 330 cm : *horizon Bfe (g) ; petites taches rouge-violacé (10 R 3,5/6), jaune-ocre (10 YR 8/8), jaune-beige (10 YR 6/5) et quelques petites veines blanches (2,5 Y 8/0) ; argileux ; rares et très petits graviers de quartz anguleux ; les nodules disparaissent progressivement ; quelques figures de compression dans le logement des nodules ; massif à débit en agrégats polyédriques fragiles ; cohésion d'ensemble assez forte à l'état sec, mais une certaine friabilité caractérise le débit, encore quelques petites galeries de temites ; racines fines et très rares ; un filon de dolérite est visible dans la base de l'horizon — passage très progressif.*

330 - 585 cm : *horizon BC (apparition progressive de feldspaths et d'amphiboles dans les sables) ; zones rouge-ocre, rouge-violacé bien délimitées, se raréfiant sur un fond blanc-jaunâtre ou jaune-bleuté ; très argileux ; pas d'éléments grossiers; massif à débit polyédryque assez fin; présence de faces de glissement obliques dans la moitié inférieure de l'horizon ; cohésion forte à l'état sec, mais très meuble à l'état humide ; racines fines et très rares — passage rapide.*

585 - 1 100 cm et plus : *horizon C ; zone d'altération très profonde, caractérisée par la succession de passées différentes ; les unes, de couleur ocre avec quelques zones blanches sans minéraux altérables reconnaissables, les autres, de couleur vert-pistache avec d'abondantes et très petites particules de hornblende verte ; l'ensemble de l'horizon est finement sableux ; structure particulaire à très finement polyédrique.*

Ce profil est, par sa morphologie générale, voisin du précédent. On peut y retrouver les mêmes horizons ou groupes d'horizons. Il diffère du profil 2802 par l'individualisation d'un épais horizon concrétionné. Dans la partie supérieure de ce dernier, qui se confond avec la concentration de quartz grossier, les nodules représentent 31 % du matériau total alors que dans le profil 2802 le pourcentage maximum des éléments ferrugineux grossiers est inférieur à 9. Une autre différence, toujours par rapport au profil 2802, est la présence de caractères d'hydromorphie à la base de l'horizon Bfe. Cette hydromorphie, qui n'est peut-être pas actuelle, contraste avec le drainage parfait des horizons supérieurs et sous-jacents.

Les données analytiques permettent de classer ce sol également dans la sous-classe des sols ferrallitiques faiblement désaturés avec :

— une somme de bases échangeables supérieure à 4 mé / 100 g dans tous les horizons A, B et BC;

— un taux de saturation dépassant largement 40 % sur tout le profil;

— un pH présentant des valeurs toutes supérieures à 5,7.

Il faut toutefois remarquer que, dans les horizons supérieurs, les données du complexe absorbant s'écartent des normes ferrallitiques avec un taux de saturation compris entre 80 et 100 % jusqu'à 60 cm de profondeur tandis que le pH est égal ou supérieur à 6,9 jusqu'à 1 m de profondeur.

Le rapport SiO_2 / Al_2O_3 s'abaisse à 1,85 au sein de l'horizon Bfe. Il est intéressant de comparer cette valeur à celles que nous obtenons respectivement au sommet des horizons BC et C : 2,56 et 3,45. Ces

dernières valeurs coïncident avec la présence de faces de glissement obliques (minéraux argileux gonflants) et avec l'apparition d'un pourcentage sensible de montmorillonite. Cette phyllite représente, en effet, 60 à 65 % de la fraction argileuse avant 5 m de profondeur. Elle est absente des horizons A et Bfe où la kaolinite est exclusive. Un horizon B typiquement ferrallitique peut donc se développer aux dépens d'un matériau originel dont l'évolution géochimique est très modérée.

Toujours en direction de l'aval, nous retrouvons dans ce premier ensemble de sols rouges, des profils présentant à peu près les mêmes caractères morphologiques que celui que nous avons étudié au sommet de la séquence (2802). Par rapport à ce dernier, les différences les plus marquées sont :

— une moindre abondance des quartz grossiers dans les horizons intermédiaires;

— une éluviation superficielle d'argile moins intense;

— une plus forte intensité de la concentration ferrugineuse (au sein de laquelle sont d'ailleurs dispersés les gravats quartzeux).

Les caractères de leur complexe d'échange sont voisins de ceux du profil 2801/1. Il en est de même pour l'évolution géochimique dans la zone d'altération : dans le profil 2800, le rapport SiO_2 / Al_2O_3 s'élève beaucoup moins rapidement en profondeur, mais atteint, toutefois, 3,24 à 8,60 m puis 3,71 à 11,0 m. Il est utile de noter qu'en aval du profil 2801, plusieurs indices laissent à penser que le faciès de la roche-mère est moins basique : absence de filons de dolérite, plus grande richesse en quartz et moindre richesse en hornblende des arènes poudreuses.

2. LE SECOND ENSEMBLE : LES SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX LESSIVÉS A CONCRÉTIONS

A quelques dizaines de mètres en aval du dernier sol ferrallitique étudié (profil 2800), nous passsons, en même temps qu'à la savane, à des profils qui se distinguent des précédents, essentiellement à trois niveaux, par plusieurs caractères.

— Dans un niveau superficiel.

- Dégradation de la structure qui est, soit particulaire, soit massive, formant toujours une croûte en saison sèche.
- Eluviation très marquée de l'argile.
- Des couleurs beaucoup moins vives et, en général une individualisation plus nette des horizons humifères.

— Dans un niveau intermédiaire.

- Accroissement important de la puissance et de l'intensité de la concentration ferrugineuse grossière.
- Nette concentration des gravats quartzeux à la base des horizons Bfe.
- Hydromorphie temporaire de profondeur plus ou moins nette.
- Teintes moins vives.

— Dans un niveau profond.

- Moindre profondeur du plancher d'altération.
- Permanence de minéraux altérables (ferromagnésiens et feldspaths).
- Apparition d'un matériau argileux, à caractères montmorillonitiques de plus en plus marqués vers l'aval de la séquence.
- Nette structure polyédrique à l'état sec, avec la présence fréquente de faces de glissemen obliques.

L'un des types de profils observé le plus fréquemment dans ce second ensemble de sols est le suivant (2799/1).

0 - 23 cm : *horizon A_1; brun-rosé (7,5 YR 4,5/2); assez finement saleux; très rares éléments grossiers; petits nodules présentant pour quelques-uns d'entre eux, un faciès de concrétions semi-pisolitiques, à patine brune ou noire, petits graviers de quartz anguleux ou, plus rarement émoussés ; structure*

massive à tendance particulaire ; assez meuble dans les 5 premiers cm puis la cohésion d'ensemble devient plus marquée ; assez nombreuses racines, surtout dans la moitié inférieure de l'horizon — passage progressif.

23-47 cm : *horizon A1-2, ocre-brun clair (6,75 YR 5/4) ; sableux ; les nodules, toujours très petits, sont plus nombreux à la base de l'horizon où ils représentent environ 40 % du matériau global ; structure massive à tendance particulaire ; cohésion d'ensemble : moyenne ; racines encore assez nombreuses mais plus grosses qu'auparavant — passage rapide, irrégulier, de type « glossique ».*

47 - 242 cm : *très forte concentration grossière ferrugineuse et quartzeuse répartie dans les horizons Bfe suivants :*

47 - 152 cm : *très nombreux nodules dont la taille atteint 2 cm, de nature identique à ceux de l'horizon supérieure, quelques petits graviers et rares cailloux de quartz anguleux ou émoussés ; de 90 à 130 cm, cet horizon présente la cohésion d'une carapace ; la fraction fine est diversement colorée en très petites zones rouge (2,5 YR 4/7), ocre clair (10 YR 7,5/8) et très rarement blanc-jaune (2,5 Y 8/3) ; argilo-sableux ; en-dessous de 100 cm, quelques minces revêtements argileux rougeâtre ou ocre clair tapissant le logement des éléments grossiers ; structure massive se résolvant en petits agrégats polyédriques ; de rares racines sont visibles dans tout l'horizon ; d'anciennes galeries de termites sont remplies d'un matériau grumeleux de couleur homogène rosâtre foncé (5 YR 5,5/4) — passage très progressif.*

152 - 200 cm : *horizon à peu près identique au précédent, mais la cohésion d'ensemble est beaucoup moins forte ; la couleur de la matrice est plus hétérogène, à petites taches moyennement délimitées ; rouge rose (2,5 YR 4,5/6), jaune pâle (10 YR 8/6), blanc (10 YR 8/1), toutes de taille inférieure à 2 cm ; c'est un horizon Bfe-g - passage assez rapide.*

220 - 225 cm : *nappe de très nombreux gravats quartzeux émoussés pouvant atteindre 20 cm ; le remplissage de terre fine, nettement argileux, présente à peu près les mêmes caractères que ceux de l'horizon sus-jacent ; racines très rares - passage assez rapide.*

225 - 242 cm : *dominance de petits graviers de quartz ou, plus rarement, émoussés ; les nodules sont de plus petites tailles ; la matrice présente les mêmes couleurs qu'auparavant mais sa texture est encore plus argileuse ; compacité plus marquée ; assez nombreux cutanes de couleur vive (argilo-ferranes) liés ou non à des vides; massif à débit finement polyédrique ; forte cohésion d'ensemble à l'état sec - passage rapide.*

242 - 320 cm : *horizon BC ; zones jaune-ocre (10 YR 8/8) ; ocre (10 YR 6/6), rouge-brun (3,25 YR 4/8) se raréfiant en profondeur, sur un fond vert clair (5 Y 6,5/2) ; texture identique à celle de l'horizon sus-jacent ; pas d'éléments grossiers, sauf, au sommet de l'horizon, quelques petits graviers de quartz anguleux, hyalins ainsi que quelques nodules ocre-brun ou brun-rougeâtre et de petites concrétions semi-pisolitiques ; structure massive à nette tendance polyédrique assez fine à l'état sec ; quelques nettes faces de glissement obliques ; rares fines racines dans la partie supérieure de l'horizon ; nombreuses anciennes galeries de termites, remplies de terre fine assez grumeleuse - passage progressif.*

320 - 385 cm : *horizon C_1 ; vert-gris clair (5 GY 6,5/1) ; encore très argileux ; pas d'élément grossier sauf, localement d'assez nombreux petits feldspaths et quelques zones riches en amphiboles ; structure polyédrique très nette à l'état sec avec une forte cohésion des unités structurales ; quelques belles faces de glissement obliques ; pas de racines - passage progressif.*

En dessous de 385 cm : *gneiss altéré au sein duquel se développent des poches d'argile d'altération.*

Les données analytiques de la fraction fine des horizons supérieurs (A_1 à Bfe) ne permettent guère d'illustrer, par rapport aux sols rouges de l'amont, l'orientation pédologique différente de ce profil. En effet, les caractères du complexe absorbant sont semblables. L'évolution géochimique du matériau d'altération est d'autre part, la même : le rapport SiO_2 / Al_2O_3 est de 2,97 au sommet du gneiss altéré, de 2,58 au sein de l'horizon C_1 et tombe à 1,95 au sommet de l'horizon BC pour rester, ensuite, voisin de cette valeur dans tous les horizons Bfe.

Les grandes différences sont d'ordre morphologique :
— puissance accrue des horizons Bfe;
— réduction de l'épaisseur des horizons BC et C;
— apparition de pseudo-gley à la base des horizons Bfe;
— développement d'un matériau vertique dans les forizons BC et C.

Cet ensemble de sols ferrugineux, assez bien drainés en moyenne, est assez polymorphe. C'est

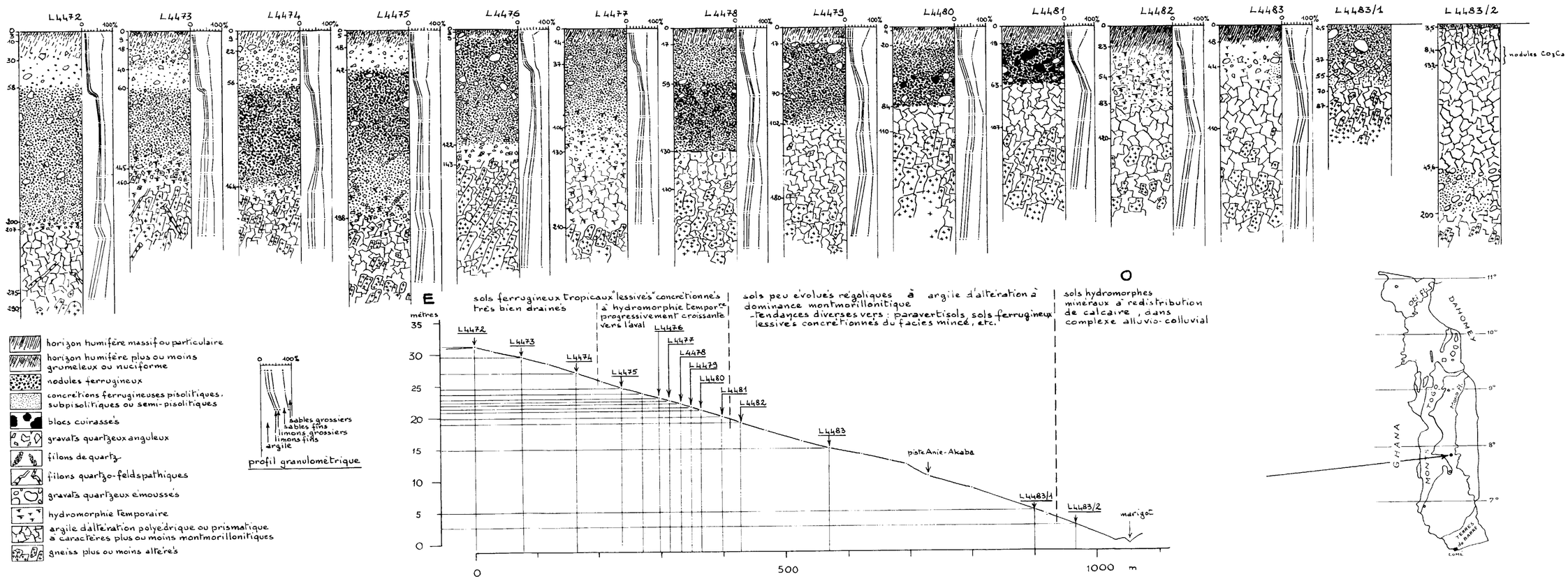


FIG. 18. — Schéma figuratif de la toposéquence d'Akabassim.

ainsi que seulement à 25 m en aval ,on passe à des sols du même groupe (le profil 2798, par exemple) mais qui se différencient par les caractères suivants.

— Réduction de l'épaisseur des horizons supérieurs dépourvus d'éléments grossiers, l'horizon Bfe, très riche en nodules, apparaissant avant 20 cm.

— Morphologie différente des nodules ferrugineux; ceux-ci sont plus rouges, plus tendres, de formes plus irrégulières et, en général, de tailles supérieures à celles du profil 2799/1.

— Un bien meilleur drainage interne, qui se traduit par des couleurs plus vives de la matrice des horizons Bfe (10 R 4,5/6 à 2,5 YR 4/5) jusqu'à 150 cm de profondeur.

— Une élévation des valeurs du rapport SiO_2 / Al_2O_3 dans l'horizon Bfe : 2,19; 2,32 et 2,45 respectivement à 150, 185 et 212 cm alors que le plancher de cet horizon se situe à 223 cm.

— L'apparition dès la base de l'horizon d'un matériau riche en phyllites gonflantes donnant de grandes faces de glissement obliques.

L'épaisseur des horizons de concentration ferrugineuse reste à peu près constante sur une grande partie de l'ensemble des sols ferrugineux à drainage interne assuré. Elle ne diminue sensiblement que juste avant le passage à l'ensemble pédologique suivant.

3 LE TROISIÈME ENSEMBLE : LES SOLS FERRUGINEUX LESSIVÉS HYDROMORPHES

Le passage des sols ferrugineux drainés aux sols ferrugineux hydromorphes s'effectue en 20 m à peine. Dans ce nouvel ensemble, les sols se distinguent des précédents par deux caractères morphologiques essentiels :

— l'hydromorphie temporaire remontant très haut dans le profil;
— la diminution de l'épaisseur et souvent de l'intensité des concentrations ferrugineuses grossières.

Nous prendrons comme exemple le profil 2797/1, développé tout à fait en amont de cet ensemble.

0 - 17 cm : *horizon A_1 ; gris-brun très moyennement soutenu (10 YR 3,5/2) avec de petites mouchetures ocre (7,5 YR 5,5/6) ; finement sableux ; pas d'élément grossier ; structure massive à particulaire à tendance nuciforme ; meuble ; nombreuses racines - passage assez progressif.*

17 - 78 cm : *horizon A_2 ; fond ocre-rosâtre (10 YR 5/3,5) passant en profondeur à beige-rosé assez clair (10 YR 5,5/3), avec de petites taches ocre soutenu (7,5 YR 5/6) parfois bordées d'ocre-jaune et blanc-grisâtre ; assez finement sableux passant progressivement à sablo-argileux ; éléments grossiers peu nombreux ; très petits nodules et concrétions semi-pisolitiques, petits graviers de quartz émoussés, ne dépassant pas 4 cm ; structure massive à débit nuciforme peu net et fragile ; assez meuble ; rares racines ; jusqu'à 70 cm de profondeur, on peut noter quelques galeries de termites - passage assez progressif.*

78 - 122 cm : *horizon Bfe-g; assez forte concentration ferrugineuse de nodules et de concrétions à peu près identiques à ceux de l'horizon sus-jacent, accompagnés d'un pourcentage sensible de petits graviers de quartz anguleux ou émoussés et de rares cailloux de quartz émoussés très dispersés; la couleur de la matrice présente un fond beige à ocre assez clair (10 YR 6,5/3 à 10 YR 6/6) sur lequel se développent de petites taches bien délimitées, d'abord ocre (10 YR 6/6) puis rouge plus ou moins vif (2,5 YR 4/7) et gris pâle (2,5 Y 6,5/2); la texture argilo-sableuse au sommet de l'horizon devient progressivement argileuse; les sables grossiers dominent sur les fins; plastique à l'état humide mais friable à l'état sec; massif à débit en micro-agrégats de tendance nuciforme puis polyédrique plus en profondeur; cohésion d'ensemble assez accusée; racines fines et rares — passage rapide à très rapide.*

122 - 150 cm : *horizon Bfe-g; concentration ferrugineuse très intense, composée de nodules et de concrétions identiques à précédemment mais qui atteignent des tailles plus grandes en général; la couleur de la matrice est dominée par un fond gris-vert clair (5 Y 6/1,5) et les taches, de même couleur que dans l'horizon sus-jacent, sont beaucoup moins nombreuses et mieux délimitées; très argileux; très plastique à l'état humide mais assez friable à l'état sec; structure polyédrique de taille moyenne se résolvant en fines unités sous le choc du piochon; forte cohésion d'ensemble à l'état sec; pas de racines — passage très rapide pour les éléments grossiers mais progressif pour la fraction fine.*

150 - 178 cm : *nappe de gravats quartzeux émoussés, le plus souvent jointifs, atteignant très souvent 10 cm; le remplissage de terre fine est à peu près semblable au matériau de l'horizon sus-jacent : la couleur en est gris-vert clair (5 Y 6/1,5) avec de nombreuses taches ocre soutenu (10 YR 5,5/8) atteignant*

3 cm dans leur plus grande dimension et bien délimitées; les nodules et concrétions se raréfient; structure massive à très nette tendance polyédrique fine; forte cohésion d'ensemble; aucune racine — passage très rapide pour la disparition des éléments grossiers mais la continuité est parfaite pour la fraction fine.

178 - 230 cm : *horizon BC; argile vertique à belles faces de glissement; vert clair à vert-gris clair (5 Y 5,5/2 avec des taches de plus en plus nombreuses en profondeur, ocre-marron (7,5 YR 5/7) puis ocre-brun (10 YR 5/8), quelques veines gris assez soutenu (5 Y 5,5/1)ainsi que des zones éparses jaune-vert (5 Y 6,5) qui apparaissent en dessous de 210 cm et coïncident avec des plages riches en amphiboles; texture très argileuse; aucun élément grossier sauf quelques feldspaths et ensembles quartzo-feldspathiques de quelques millimètres, se résolvant en poudre grumeleuse; structure polyédrique assez large; forte à très forte cohésion de l'ensemble de l'horizon et des unités structurales à l'état sec; pas de racines — passage progressif.*

en dessous de 230 cm : *horizon C; la roche-mère, plus ou moins altérée mais encore cohérente apparaît par zones de plus en plus nombreuses en profondeur pour finalement faire place à une assise continue; le matériau fin qui se développe dans les poches d'altération est semblable à celui de l'horizon sus-jacent mais plus riche en minéraux primaires altérables et de texture moins argileuse.*

L'influence du confinement, traduit par la morphologie hydromorphe est confirmée par les données du rapport SiO_2 / Al_2O_3 : dès le sommet de l'horizon Bfe, les valeurs sont voisines de 2,5 et dès la base de la nappe de gravats, elles sont très nettement supérieures à 3.

L'autre grand caractère distinctif par rapport aux sols ferrugineux drainés est la réduction de l'épaisseur des horizons Bfe. Sur à peine 20 m de distance, cette épaisseur tombe de 140 cm (profil 2792/2, de l'ensemble des sols ferrugineux drainés) à 70 cm environ dans le profil qui vient d'être présenté.

4 LE QUATRIÈME ENSEMBLE : LES SOLS PEU ÉVOLUÉS RÉGOLIQUES

Le profil 2794, pris comme exemple du quatrième ensemble de sols, présente les caractères suivants :

0 - 6 cm : *horizon A_1; brun noirâtre (10 YR 3/1,5) sablo-argileux à argilo-sableux; pas d'éléments grossiers; structure nuciforme à grumeleuse grossière, très moyennement meuble; nombreuses racines, quelques galeries de termites dont le diamètre atteint 4 à 5 cm — passage rapide.*

6 - 48 cm : *horizon A_1-(B); petites taches mal délimitées vert-grisâtre (5 Y 2,5), rosâtre-beige (10 YR 5,5/4) virant, en profondeur, à jaunâtre (2,5 Y 7/6) ou ocre-rose (5 Y 5/6) ainsi que quelques veines et taches noirâtres qui apparaissent en dessous de 35 cm; la texture devient rapidement argileuse (avec une sensible proportion de sables); éléments grossiers d'abord très rares puis un peu plus fréquents en profondeur (quelques petits nodules et concrétions semi-pisolitiques de couleur brun foncé, brun noirâtre ou brun-ocre ainsi que quelques petits graviers de quartz anguleux ou émoussés); on voit, d'autre part, quelques feldspaths et de petits nodules calcaires; structure massive à tendance polyédrique devenant progressivement plus nette en profondeur; des amorces de faces de glissement obliques apparaissent dans la moitié inférieure de l'horizon; très forte cohésion d'ensemble et des unités structurales à l'état sec dans la moitié inférieure de l'horizon; les racines (surtout de taille moyenne) se concentrent dans le sommet de l'horizon — passage progressif.*

48 - 87 cm : *horizon (B); gris-bleuâtre à gris verdâtre très pâle (5 GY 7/1) avec des taches le plus souvent petites ou assez petites, moyennement nombreuses ,de couleur ocre (5 YR 5/8) ou rouge (10 YR 5/8), quelques petites taches noirâtres (7,5 YR 2/0) plus ou moins indurées en leur centre sous forme de nodules tendres à imprégnations manganésifères et quelques zones (d'imprégnation humifère) de couleur beige-brun (10 YR 4,5/2); texture identique à celle de la moitié inférieure de l'horizon sus-jacent; éléments grossiers assez peu nombreux, identiques à ceux de l'horizon sus-jacent mais les concrétions et les nodules atteignent souvent des tailles un peu plus grandes; structure polyédrique de taille moyenne à massive; petites faces obliques de glissement visibles dans tout l'horizon; très forte cohésion d'ensemble et des unités structurales; racines très fines et rares — passage très rapide, souvent fortement ondulé.*

87 - 115 cm : *nappe de gravats jointifs identiques à ceux du profil précédemment étudié, ne laissant que très peu de place pour la fraction fine, de couleur vert clair (5 Y 6/4) avec quelques petites taches ocre à ocre-brun (5 YR 4,5/8), nettement argileuse et englobant quelques très petits nodules et concrétions; structure polyédrique fine; très forte cohésion d'ensemble; pas de racines — passage rapide.*

115 - 175 cm : *horizon (B) C; matériau vertique clair (5 Y 6/3) puis vert pâle (5 Y 6/2) avec quelques zones, très diffuses, mauve-gris clair passant progressivement à gris foncé (5 Y 3/1) tandis que, vers la base de l'horizon, apparaissent quelques taches ou zones blanc-jaune (5 Y 8/3,5); très argileux; pratiquement sans éléments grossiers sauf quelques petits feldspaths très résistants à l'écrasement et quelques nodules ou concrétions calcaires friables; des zones vertes, riches en amphiboles, sont également visibles dès 130 cm; structure polyédrique assez large; présence de faces obliques de glissement bien développées; très forte cohésion d'ensemble et des unités structurales; pas de racines — passage progressif et irrégulier.*

en dessous de 175 cm : *horizon C; arène fine avec des zones argileuses qui se raréfient en profondeur tandis qu'apparaissent des blocs de roche-mère de plus en plus cohérente.*

La tendance évolutive particulière de ce profil est l'halomorphie. Celle-ci apparaît très discrète au niveau des caractères morphologiques et se résume à une cohésion d'ensemble forte. Par rapport aux profils précédents, aucune figure structurale ne se développe pour autant : prismes, colonnettes, en particulier. Seules, les données analytiques permettent de reconnaître la tendance halomorphe. Dès 30 cm de profondeur, le rapport (Na + K) / T % dépasse 15 pour atteindre un maximum d'environ 38 % vers 120 cm. Corrélativement, les valeurs du pH s'élèvent à 9 dès 40 cm environ. Les caractères analytiques font de ce sol un intergrade entre ceux du sous-groupe peu évolué régolique et ceux du sous-groupe non lessivé, peu salé, à alcalis, de faciès vertique. Il est difficile de le classer définitivement dans cette dernière unité car la structure, en surface, n'est ni massive, ni diffuse.

Le complexe absorbant est saturé dès la surface. Il est à remarquer que l'ion calcium domine sur le magnésium jusqu'à 50 - 60 cm de profondeur, mais que le rapport s'inverse ensuite : à 1 m de profondeur nous avons 15,8 mé / 100 g de magnésium contre 3,9 mé / 100 g de calcium.

L'alcalisation du complexe mise à part, ce sol est le prolongement de l'évolution morphologique que nous avons vu apparaître dans le profil 2797 / 1 :

— « remontée » du plancher d'altération, des blocs de roche-mère peu altérée apparaissant dès 175 cm;

— confinement total du profil, l'engorgement affectant, en saison des pluies, les horizons les plus superficiels;

— « remontée » du matériau vertique dont les caractères s'accentuent par un développement plus fréquent des faces obliques de glissement, le rapport SiO_2 / Al_2O_3 atteignant, par ailleurs 2,7 dès la surface;

— disparition de l'horizon Bfe, les ségrégations ferrugineuses se résumant à quelques nodules et concrétions épars dans l'horizon (B).

Il faut toutefois souligner, une fois de plus, la constance dans ce dernier ensemble de sols, comme dans les précédents, de la présence d'une nappe d'abondants gravats quartzeux.

C Les grands traits de la toposéquence et son gradient évolutif

LES PROFONDEURS D'ALTÉRATION

Le tableau 1 donne les profondeurs auxquelles on peut observer la roche-mère encore structurée. Cette profondeur décroit brusquement des sols ferrallitiques aux ferrugineux. En altitude absolue, la majorité des séquences montre, comme à Kpadégan, que la profondeur d'apparition de la roche-mère est plus grande pour le dernier profil ferrallitique que pour une partie des sols qui lui font suite vers l'aval. Dans le domaine ferrallitique, l'approfondissement des profils à contre pente est donc fréquent et de cette discontinuité presque systématique on peut déduire que l'altération a très inégalement affecté le haut glacis. Ceci laisse supposer que cette altération s'opéra sous l'étroite dépendance de la nature du substrat. On peut, en effet, envisager qu'une fragilité plus grande des minéraux de certains faciès ou une plus facile pénétration des eaux de drainage, grâce à de nombreuses fissures ou diaclases, ont entraîné cet approfondissement de l'altération. En tout état de cause, cette hypothèse s'accorde avec les nombreux indices, qui se dégagent au cours de cette étude, de l'étroite dépendance de la pédogenèse par rapport à la nature des roches-mères.

TABLEAU 1

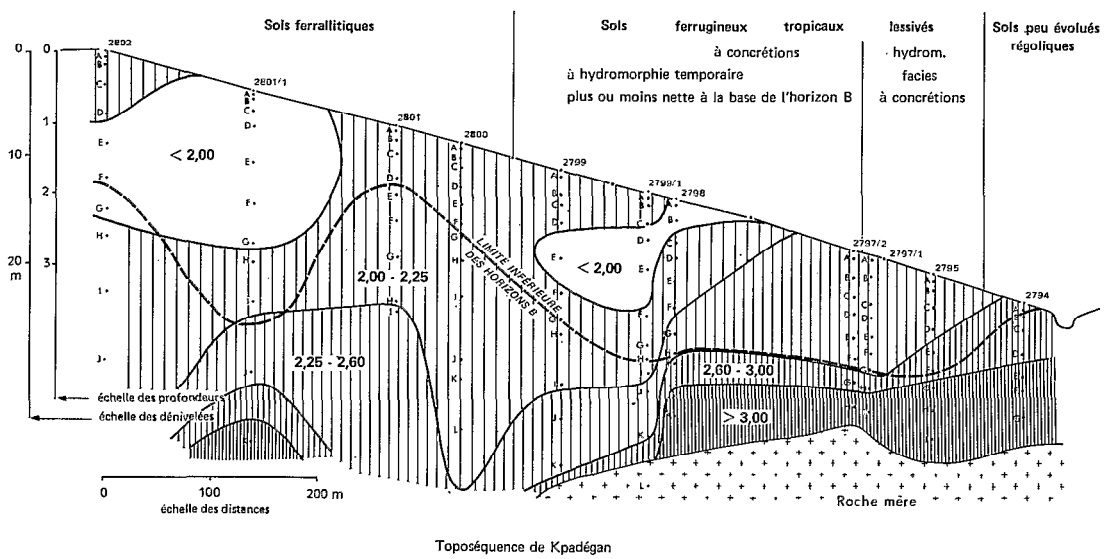
Profondeurs du plancher d'altération dans la toposéquence de Kpadégan

Profils	2 802	2 801/1	2 801	2 800	2 800/1	2 799	2 799/1	2 798	2 798/1	2 797	2 797/2	2 797/1	2 796	2 795	2 794
Profondeur (en mètres)	> 10	> 12	> 10	> 12	4,7	4,5	3,8	3,2	3,4	2,5	1,9	2,7	2,2	2,7	2,0
	Sols ferrallitiques				Sols ferrugineux ± drainés							Sols ferrug. hydr.			

Ce « surcreusement géochimique » permet la constitution de nappes perchées sur les axes d'interfluves, grâce auxquelles nombre de villages s'alimentent en eau tout au long de l'année.

L'INTENSITÉ DE L'ALTÉRATION

La figure 16 donne le tracé des isovaleurs du rapport SiO_2 combinée / Al_2O_3 de la fraction fine (inférieure à 2 mm) et du plancher des horizons B. Elle nous permet de constater que des matériaux géochimiquement très évolués (entraînement de silice des silicates) dominent dans les horizons A et B et ceci sur près des deux tiers supérieurs de la toposéquence. On peut également observer que des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux drainés, l'évolution des horizons A et B ne reflète aucunement la discontinuité qui sépare ces deux ensembles quant aux profondeurs d'altération. Au-delà des différences morphologiques et pédologiques de la partie supérieure des profils de ces deux ensembles de sols, une égalisation des conditions géochimiques s'effectue donc. Ce n'est qu'un peu avant le passage aux sols ferrugineux hydromorphes que le rapport SiO_2 - Al_2O_3 s'élève sensiblement dans les horizons supérieurs, reflètant alors le rapprochement vers la surface de l'engorgement temporaire en saison des pluies.



Toposéquence de Kpadégan

FIG. 16. — Isovaleurs du rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 (fraction 0-2 mm) dans la toposéquence de Kpadégan.

Ces quelques observations permettent de souligner que l'évolution géochimique peut atteindre un stade final semblable d'un grand groupe de sols à l'autre pour peu que le drainage soit suffisant.

L'HYDROMORPHIE

La figure 17 retrace les zones d'égal drainage telles qu'elles ont pu être délimitées sur le terrain en saison des pluies et confirmées au laboratoire par l'étude comparée de la morphologie des échantillons

et en particulier des couleurs. Les matériaux qui présentent des caractères vertiques, comme celui des horizons (B) et BC des sols régoliques et des horizons BC de certains sols ferrugineux drainés et hydromorphes, ont été assimilés au gley. Ceci peut être contestable en ce qui concerne la dynamique du fer. En effet, les couleurs, vert-gris, vert ou vert-bleuté, de ces matériaux ne peuvent être interprétées par la présence de fer ferreux car le test au ferricyanure de potassium en milieu chlorhydrique (BACHELIER, 1969) ne permet généralement pas de déceler la présence de cet élément, sauf au voisinage de quelques grosses racines. Il n'en reste pas moins que le milieu réalisé par ces matériaux se caractérise, au même titre qu'un environnement hydromorphe, par le confinement.

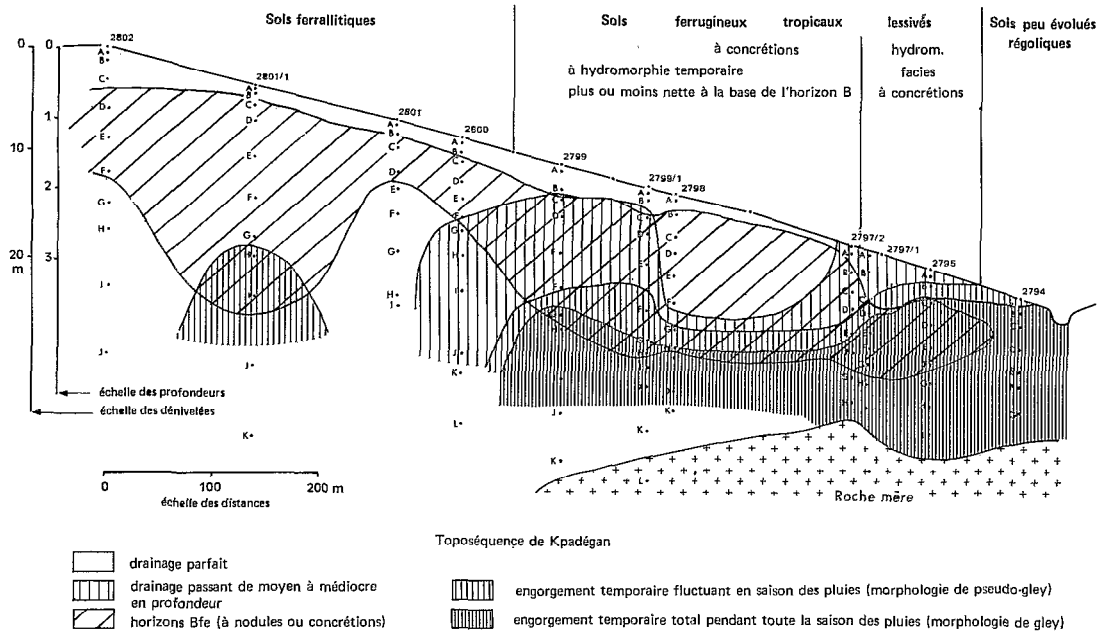


FIG. 17. — Zones d'égal drainage.

Les observations effectuées sur le drainage interne de cette toposéquence permettent de noter les principaux points suivants.

— Aucun engorgement sensible n'affecte les sols ferrallitiques jusqu'à une très grande profondeur (souvent plus de 10 m). Le cas du profil 2801/1, dont la base de l'horizon Bfe présente une morphologie de pseudogley réalise l'une des rares exceptions sans que les causes puissent en être reconnues.

— Dès les premières pluies, un engorgement temporaire fluctuant s'installe à la base des horizons Bfe des sols ferrugineux concrétionnés qui constituent le second ensemble, à l'aval des sols ferrallitiques. Cette hydromorphie ne remonte jamais très haut dans les profils. Elle se cantonne à quelques décimètres au-dessus du matériau plus imperméable (à caractères vertiques fréquents) des horizons BC. Dans ce second ensemble de sols (profils 2800/1 à 2797/2), l'hydromorphie ne présente d'ailleurs aucun accroissement systématique vers l'aval : les profils 2798 à 2797 sont même mieux drainés que ceux qui les précèdent à l'amont.

— Enfin, sur à peine 20 m de distance, entre les profils 2797/2 et 2797/1, l'engorgement temporaire remonte très rapidement, presque jusqu'à la base des horizons humifères. On aborde alors le domaine des sols ferrugineux hydromorphes auxquels succèdent à l'aval, ceux du sous-groupe peu évolué régolique. Cet engorgement subit des fluctuations non négligeables tout au long de la saison pluvieuse et ne disparait totalement que un ou deux mois après la fin de celle-ci.

La dynamique latérale de cette hydromorphe temporaire est pratiquement inconnue. L'ouverture de fosses pendant la saison des pluies permet, certes, de constater que de l'eau suinte de tous les pores et s'écoule abondamment des cavités les plus grossières. On ne peut malheureusement rien conclure, car

cette procédure aboutit à réaliser un appel au vide, perturbant beaucoup les conditions naturelles. Il arrive même très souvent que l'eau s'écoule du mur aval de ces tranchées. Toutefois la présence de la nappe de gravats en un niveau presque continu pourrait favoriser une certaine circulation oblique. Cette nappe d'éléments grossiers repose, en effet, souvent sur le sommet des matériaux les plus imperméables des profils des sols ferrugineux. En fait, c'est bien au niveau de cette concentration grossière que le drainage provoqué pas l'ouverture des tranchées s'effectue préférentiellement. Deux éléments d'observations s'opposent, cependant, à l'adoption de ce schéma :

— les gravats sont emballés dans un matériau argileux dont on voit mal comment il pourrait permettre un écoulement « hypodermique » notable;

— par rapport aux horizons sus-jacents, aucune différenciation morphologique ou analytique de l'emballage fin de ces gravats ne traduit un entraînement préférentiel vers l'aval de quelque fraction ou élément que ce soit.

On peut, en définitive, penser que si des mouvements liquides s'effectuent de l'amont vers l'aval, ils sont, au sein des matériaux, très discrets.

LES REDISTRIBUTIONS DU FER

Aucun phénomène d'induration sensible en masse ne marque cette séquence. Seuls, les profils 2799 et 2799/1 (sols ferrugineux lessivés concrétionnés) présentent au sein de leurs horizons Bfe, des zones carapacées. Cependant, plus qu'un accroissement des pourcentages de fer, non significativement différents, cette induration reflète une cohésion d'ensemble accrue en saison sèche. Les échantillons de la carapace de ces deux profils se délitent rapidement dès qu'on les soumet à une imbibition même peu prolongée.

Tout autre se présente le concrétionnement. Celui-ci affecte tous le sols ou presque. Les modalités sont, certes, différentes d'un grand groupe de sols à l'autre ,aussi bien en puissance qu'en intensité. C'est dans les sols ferrugineux les mieux drainés dans leurs horizons A et B qu'il prend le plus d'ampleur. Le phénomène montre toute son importance du fait qu'il apparaît dans tous les profils, depuis les ferrallitiques jusqu'aux ferrugineux hydromorphes. C'est tout à fait en bas de pente, dans les sols peu évolués régoliques qu'il ne présente plus qu'une composante accessoire du développement des profils.

Cette toposéquence est donc dominée par une forte expression des sesquioxydes de fer sur presque toute son extension.

LA NAPPE DE GRAVATS QUARTZEUX

La concentration de quartz grossiers constitue l'un des traits constants de la morphologie des profils tout au long de la toposéquence. Ses caractères fondamentaux sont :

— son inclusion au sein des horizons à concrétions;

— son intense concentration à la base des horizons Bfe de la quasi-totalité des sols ferrugineux;

— la présence d'un fort pourcentage de quartz très émoussés, analogues à des galets.

Nous avons donc affaire partout à des sols intensément et profondément remaniés. On ne peut en juger autrement si l'on note que c'est à son niveau que la plupart des profils accusent une discontinuité morphologique, et même géochimique, marquée. Ces faits imposent une grande prudence quand il s'agit d'étudier la différenciation verticale des profils et en particulier l'origine des matériaux des divers horizons.

L'ÉLUVIATION DE L'ARGILE

Les profils granulométriques, dessinés en regard des différents profils sur le schéma figuratif de la toposéquence traduisent une grande variation des proportions représentées par les diverses fractions. Peut-être encore plus que le concrétionnement, le phénomène d'éluviation de l'argile des horizons supérieurs apparaît très indépendant de l'évolution pédologique fondamentale. Si un gradient existe très nettement dans la direction verticale, il ne semble pas qu'il en soit de même de l'amont vers l'aval de la séquence. La question se pose donc du sort de cette argile déplacée de la partie supérieure des profils.

D Résumé et conclusion

Parti le l'amont couvert de sols ferrallitiques très bien drainés, on aboutit tout à fait à l'aval, à des sols encore dominés par la présence des éléments les plus solubles : la silice, les bases et, en particulier, pour le profil 2794, les ions sodium. Toutefois, l'apparition de cette halomorphie ne s'effectue pas progressivement, car même dans les horizons les plus profonds des profils immédiatement situés à l'amont, aucun indice ne permet de prévoir cette alcalisation du complexe : les valeurs du rapport (Na + K) / T % n'y dépassent pas 3 à 4 %. Nous sommes donc ici très vraisemblablement en présence d'un accident comme on peut en relever par endroits dans ces formations de bas de pentes à évolution géochimique peu poussée et à caractères vertiques, et non d'une accumulation oblique de sodium. En effet, on voit mal pourquoi une telle dynamique à l'échelle du versant ne marquerait pas aussi les matériaux confinés de la base des profils précédents. Quoiqu'il en soit, cette tendance particulière du bas de pente, si elle s'oppose spectaculairement à l'évolution des sols du sommet ne doit pas dissimuler l'essentiel. Cet essentiel tient en deux traits qui intéressent presque tout le versant. Des sols à sesquioxyde de fer bien exprimés se développent. Ensuite le degré d'évolution est poussé. Ces deux traits caractéristiques de la toposéquence de Kpadégan se retrouvent dans de nombreuses autres toposéquences qui ont connu l'histoire pédologique la plus longue du socle granito-gneissique.

II LA TOPOSÉQUENCE D'AKABASSIM : ABSENCE DE SOLS FERRALLITIQUES PRÉSENCE RAPIDE VERS L'AVAL, DE CARACTÈRES LIÉS A LA MONTMORILLONITE

(Fig. 18 h.-t.)

La toposéquence d'Akabassim se situe à 13,5 km au Nord-Ouest du village d'Anié (7° 48′ Nord) sur la piste d'Akaba, et à 185 km au Nord de Lomé.

A Les facteurs naturels

LA GÉOLOGIE

AICARD (1957) dans sa carte de reconnaissance à 1/500 000 rattache le soubassement de l'ensemble de la région au Groupe d'Alamagney, constitué de micaschistes à biotite et muscovite. En réalité, si ces roches affleurent çà et là, il semble, au vu des fosses de prospection, que la toposéquence se développe principalement sur deux catégories de roches-mères : gneiss à muscovite (et biotite) sur le tiers supérieur du versant (profils 4473 à 4478) et gneiss à biotite et amphibole en aval. Ces deux formations, plus ou moins riches en plagioclases ne sont pas homogènes. Nous pouvons observer, aussi bien dans l'une que dans l'autre, des passées nettement plus basiques d'un faciès dioritique ou bien d'amphibolites, par exemple. Il en est ainsi plus particulièrement du profil 4472, au sommet de la séquence, développé aux dépens d'un filon de diorite, des profils 4473 et 4474 dont les horizons C conservent la trace de filonnets de gneiss riche en hornblende et du profil 4481 dont la roche-mère est une amphibolite.

AICARD cite trois analyses de gneiss à biotite et amphibole qu'il groupe, dans cette partie du Togo, dans les orthogneiss d'Anié. Les résultats en sont reproduits dans le tableau 2 :

TABLEAU 2

Composition de quelques échantillons d'orthogneiss à biotite et amphibole du Groupe d'Anié (AICARD, 1957)

N° de l'analyse	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_1	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-
3	57,20	17,55	2,10	4,30	0,07	4,40	7,10	4,35	0,56	0,85	0,10	0,85	0,20
4	54,35	18,25	2,35	4,75	0,10	4,90	7,60	4,50	0,40	1,00	–	1,05	0,20
5	57,55	17,00	1,75	5,55	0,13	4,50	6,15	4,10	1,20	1,00	–	1,05	0,10

Le même auteur ne cite aucune analyse pour les gneiss à muscovite dominante dont il fait une subdivision du Groupe d'Anié. Il signale que ces roches sont assez voisines de celle du Groupe d'Agbandi (paragneiss à deux micas). Le tableau 3 donne l'analyse d'un affleurement de cette dernière formation.

TABLEAU 3

Composition d'un paragneiss à deux micas du Groupe d'Agbandi (d'après AICARD, 1957)

N° de l'analyse	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-
2	66,05	15,25	1,00	4,90	0,02	2,45	2,50	2,60	2,40	0,80	0,04	1,25	0,15

Pour autant que l'on puisse se fonder sur un aussi petit nombre d'analyses, on note que les différences entre les deux catégories de roche-mère portent principalement sur les teneurs en bases.

LA GÉOMORPHOLOGIE ET LA TOPOGRAPHIE

La toposéquence s'allonge entre un sommet de l'axe de l'interfluve rivière Anié - fleuve Mono et un petit marigot qui se jette dans le premier de ces cours d'eaux à 800 m vers le Sud. La confluence de l'Anié et du Mono se situe à 28 km en direction du Sud - Sud-Est. Le Mono peut être considéré comme le niveau de base de toute cette région, comme à Kpadégan.

L'altitude du sommet de la toposéquence est à peu près la même que celle notée pour Kpadégan : 224 m. Elle se situe toutefois sensiblement en dessous de celle de tous les témoins du haut glacis que l'on peut retrouver à cette latitude. Ces derniers culminent, en effet, aux environs de 250 m (région de l'Est-Mono par exemple) ou même à 295 m à 15 km au Nord de la séquence, sur la piste Nyamassila-Akaba. On retrouve sur ces reliques du haut glacis, des sols ferrallitiques très profonds, identiques à ceux du sommet de la séquence de Kpadégan, mais assez fréquemment cuirassés ou carapacés. Ces sols font défaut à Akabassim.

Il est donc certain que le développement des termes supérieurs de cette seconde toposéquence ne remonte pas dans le temps, aussi loin qu'à Kpadégan. L'abaissement relatif de la pénéplaine est plus avancé dans la région qui nous intéresse ici. L'évolution des sols n'a vraisemblablement pu commencer qu'après un épisode ultérieur du façonnement du socle : celui des moyens glacis.

Les caractéristiques topographiques sont très voisines de celles de la première toposéquence étudiée : 1 050 m de longueur et 31 m de dénivelée totale, avec une pente moyenne voisine de 3 %. Le replat sommital qui caractérise la séquence de Kpadégan fait défaut ici, et les versants se recoupent sur l'axe d'interfluve, selon un angle bien marqué. Dans l'ensemble, le profil topographique est rectiligne. Dans le détail, une légère convexité en adoucit le sommet sur 200 m environ. Dans cette section, les pentes passent progressivement de 2,2 à 3,3 % de l'amont vers l'aval. La régularité du profil en long n'est, ensuite, troublée que par la présence, au tiers inférieur environ, d'un petit ressaut qui présente, vers l'aval, une rupture de pente très adoucie. Cette morphologie pourrait être interprétée comme le témoin du recul d'un talus

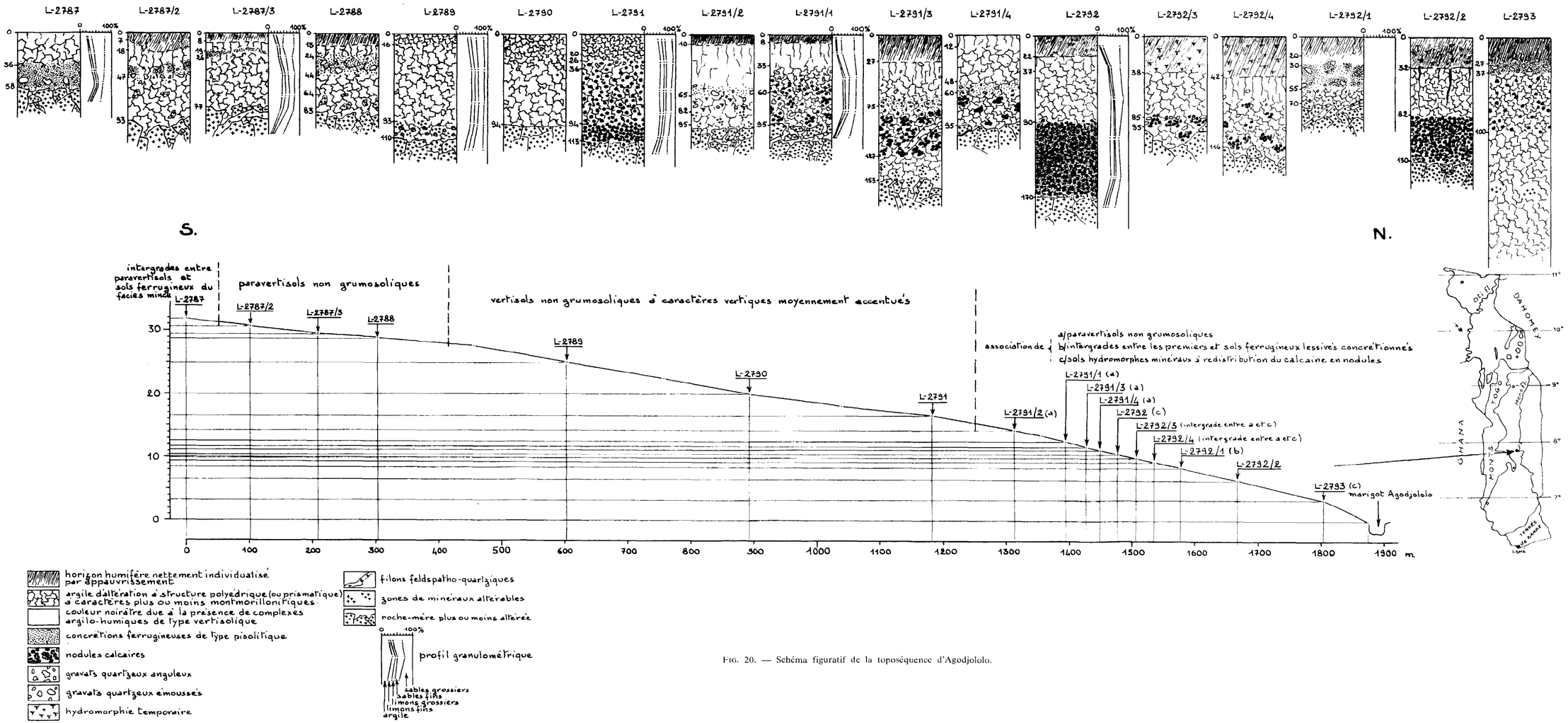


FIG. 20. — Schéma figuratif de la toposéquence d'Agodjolo.

d'érosion. Il ne semble pas que ce soit le cas. Ce ressaut correspond en effet, à la présence de nombreux filons de quartz qui recoupent à angle droit la direction de la séquence, donc à une formation très résistante.

LE CLIMAT

La succession des saisons, de même que leur durée sont à peu près identiques à celles de la station de Kpadégan. La pluviométrie est toutefois plus faible, la moyenne annuelle ne dépassant pas 1 210 à 1 230 mm. Le vent désséchant de l'Harmattan souffle, par ailleurs, pendant des périodes plus longues. Cette toposéquence d'Akabassim se trouve en fait, à la lisière sud du climat soudano-guinéen.

LA VÉGÉTATION

Comme dans toute la région d'Anié, le couvert végétal est excessivement dégradé par une longue série de feux de brousse. Alors que le sommet du versant n'est couvert que d'une savane herbeuse à *Imperata,* parsemée de rares représentants d'espèces ligneuses, une maigre couronne arbustive et arborée subsiste de 180 à 320 m plus en aval où dominent : *Daniellia oliveri, Lophira alata,* de rares *Isoberlinia doka* et de plus nombreux *Hymenocardia acida.* Plus bas sur la séquence, jusqu'au marigot, s'étend une savane à dominance herbeuse ou l'*Imperata* et diverses graminées alternent en plages plus ou moins vastes. Les espèces ligneuses, en majorité des arbustes, sont : *Hymenocardia acida, Terminalia macroptera* et quelques *Sarcocephalus esculentus.*

B Les grandes unités pédologiques

Trois grands domaines se partagent la toposéquence.

— Le premier s'étend sur les 200 premiers mètres supérieurs. Il regroupe des sols ferrugineux tropicaux lessivés, très bien drainés, à horizon concrétionnés épais.

— Le second ensemble, dans les 210 mètres suivants est composé de sols qui se rattachent au même grand groupe que les précédents. Les profils présentent cependant des caractères d'hydromorphie de plus en plus nets en direction de l'aval tandis que la puissance de leurs horizons Bfe concrétionnés décroît. Dans les deux derniers profils (4480 et 4481), on passe au faciès mince des sols ferrugineux, plus ou moins marqués par l'hydromorphie.

— Le troisième ensemble fait succéder ,presque sans transition, des sols peu évolués régoliques. Ils sont développés dans des matériaux d'altération argileux dont les propriétés physiques (structure, compacité, dynamique de l'eau) traduisent l'influence d'un fort pourcentage d'argiles gonflantes. La différenciation des profils est, en général, discrète, mais on peut reconnaître des tendances soit vers les vertisols ou les paravertisols, soit vers les sols ferrugineux du faciès mince. Ces diverses tendances peuvent coexister sur de très petites surfaces. Ce dernier ensemble, qui représente le complexe montmorillonitique des bas de pente ou, plus précisément, des bas glacis débute à 410 m du sommet et couvre plus de la moitié inférieure de la séquence.

— Un quatrième ensemble peut être individualisé tout à fait au pied du versant sur les 120 derniers mètres. Il regroupe des sols hydromorphes à engorgement temporaire, parfois marqués par la redistribution du calcaire. Ils se développent dans un matériau d'apport à dominance alluviale, argilo-sableux, dans lequel d'assez abondants minéraux primaires altérables sont visibles : feldspaths, amphiboles, quelques biotites, etc. Le contact avec le bedrock est, à la différence des sols des ensembles précédents, généralement brusque. Le contexte topographique permet de déduire que ce matériau tire son origine de l'érosion suivie d'un transport très modéré, de formations du complexe montmorillonitique de bas de pentes.

1 LE PREMIER ENSEMBLE : LES SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX LESSIVÉS BIEN DRAINÉS

Ne sera présenté que le profil *4472,* développé juste au sommet de la séquence, sur l'axe d'interfluve (la pente est de 2,2 % de part et d'autre). Aucun des autres profils de cet ensemble ne se

distingue sensiblement de celui-ci. Les différences les plus marquées sont la moindre épaisseur et le plus faible taux d'argile des profils 4473 et 4474. Rappelons à ce propos que le profil 4472 est développé aux dépens d'un filon de diorite alors qu'en aval, la roche-mère est un paragneiss à muscovite dans lequel les passées plus basiques ne se retrouvent que sous forme de filonnets épars.

0 - 3 cm : *horizon A_1; brun à brun-rouge (8,75 YR 4/2); sableux; pas d'éléments grossiers; particulaire à massif présentant localement une tendance nuciforme; très meuble; racines assez rares et fines — passage rapide à l'horizon sous-jacent.*

3 - 10 cm : *horizon A_1; brun-rouge plus clair (6,75 YR 4/2) texture et structure identiques à celles de l'horizon supérieur; meuble; fines racines nombreuses; porosité biologique fine — passage progressif.*

10 - 30 cm : *horizon A_1; brun rouge plus vif (5 YR 4/3); la texture et la structure restent identiques, mais le taux d'éléments grossiers devient assez sensible : petits nodules présentant souvent un faciès de transition vers des concrétions semi-pisolitiques, petits graviers et quelques cailloux de quartz (pouvant atteindre 7 cm) anguleux ou, plus rarement, émoussés, épars dans l'horizon; meuble; pas de porosité visible à l'œil nu; nombreuses racines — passage très progressif.*

30 - 58 cm : *horizon A_{1-2}; rouge-brun (5 YR 4/4); la texture et la nature des éléments grossiers restent identiques; structure plus massive, à très légère tendance nuciforme; meuble; fines racines assez nombreuses; quelques galeries et chambres de termites sont visibles à la base de l'horizon — passage rapide pour l'abondance des éléments grossiers ainsi que pour la texture du matériau fin.*

58 - 200 cm : *horizon Bfe; très forte concentration ferrugineuse et quartzeuse; nodules identiques à ceux des horizons sus-jacents mais qui atteignent des tailles supérieures (jusqu'à 2 cm); petits graviers et cailloux de quartz assez abondants, disséminés dans tout l'horizon, anguleux ou émoussés; le « remplissage » de terre fine est de couleur rouge soutenu (2,5 YR 4/6) avec quelques petites taches noires, bien délimitées, et ocres (10 YR 7/8) à la base de l'horizon; la texture devient rapidement argileuse mais les fractions grossières dominent dans les sables; quelques minces revêtements argileux tapissent d'anciennes galeries à la base de l'horizon et le logement des éléments grossiers présente des faces luisantes (phénomènes de compression ?); structure massive à débit très facile en polyèdres très petits et fragiles; cohésion d'ensemble assez marquée, surtout de 115 à 165 cm; racines disparaissant en dessous de 115 cm; dans tout l'horizon, quelques cavités sont visibles, semblant résulter de la fragmentation d'anciennes galeries de termites — passage rapide pour les caractères du matériau fin, plus progressif pour l'abondance des éléments grossiers.*

200 - 207 cm : *horizon B_3; petites taches , moyennement délimitées, jaune pâle à blanc-jaune (2,5 Y 8/3), rose-ocre à saumon (5 YR 5/3,5), plus rarement noires ou rouges, ainsi que quelques veines gris à gris-vert (5 Y 5/1) de remplissage d'anciennes galeries; argilo-sableux avec très faible dominance des sables grossiers; les éléments grossiers sont très peu nombreux : petits graviers de quartz très anguleux et hyalins, accompagnés de nodules très petits et rares, identiques à ceux de l'horizon sus-jacent; massif à très finement polyédrique, assez friable à l'état sec; cohésion d'ensemble assez peu marquée — passage progressif.*

207 - 275 cm : *horizon BC; argile d'altération vert pâle (5 Y 7/4) à vert gris (5 Y 5,5/2) avec d'assez peu nombreuses petites taches ocres (10 YR 7/7) et diffuses ou rouge (2,5 Y 3,5/6) et mieux délimitées ainsi qu'avec quelques veines gris soutenu (5 Y 4/1); texture nettement argileuse et plastique à l'état humide; des feldspaths apparaissent progressivement en profondeur; pas d'éléments grossiers autres que quelques filons quartzo-feldspathiques; structure polyédrique de taille moyenne; cohésion moyennement accusée pour l'ensemble de l'horizon, plus forte pour les unités structurales; pas d'activité biologique visible — passage progressif et irrégulier.*

275 - 290 cm : *horizon C; horizon aréniforme, à poches d'argile d'altération; la texture d'ensemble devient sablo-argileuse; massif à tendance particulaire ou nettement polyédrique selon les zones diffèremment texturées; cohésion d'ensemble assez limitée — passage assez rapide en moyenne.*

en dessous de 290 cm : *la roche-mère altérée apparaît pour former une assise continue.*

Les caractères généraux du profil

Nous retrouvons les quatre groupes d'horizons reconnus dans le profil 2799/1 de la toposéquence de Kpadégan :

0 - 58 cm : *horizons supérieurs très éluviés en argile, où les éléments grossiers sont absents ou rares (A_1 de 0 à 30 cm, A_{1-2} de 30 à 58 cm).*

58 - 200 cm : *très forte concentration ferrugineuse, accompagnée d'un pourcentage sensible de quartz grossiers (horizons Bfe caractérisés par l'abondance des nodules et B textural très tranché par rapport aux horizons supérieurs).*

200 - 275 cm : *horizons B_3 discret et BC constitué d'une argile d'altération, à structure bien affirmée, de couleur vert ou gris-vert, dans laquelle persistent des feldspaths.*

en dessous de 275 cm : *horizon C dans lequel apparaît rapidement la roche-mère.*

L'individualisation des horizons est très fortement marquée. L'évolution géochimique, toujours par rapport au profil homologue 2799/1 de Kpadégan est légèrement moins poussée. Les déterminations spectrographiques signalent la présence dans les horizons Bfe, de notables proportions de phyllites à réseau 2/1 : 40 % de kaolinite, 40 % d'illite et 20 % d'interstratifiés. Ces données s'accordent avec celles du rapport SiO_2/Al_2O_3 dont les valeurs dépassent fréquemment 2,25 pour les mêmes horizons. Elles y sont très voisines de 2 ou même inférieures à cette valeur pour le profil 2799/1. Le meilleur drainage du profil 4472 n'a pas entraîné un aussi fort départ de silice combinée que celui que nous constatons pour son homologue. Il est vraisemblable de voir ici, la marque d'une différence d'âge entre les deux sols.

L'influence de la roche-mère ou du matériau originel

On a vu, dans la toposéquence de Kpadégan, que le profil 2802 dont la roche-mère est beaucoup plus acide que celle du profil 2801/1 présente une évolution quelque peu différente, principalement en ce qui concerne la puissance et l'intensité du concrétionnement. Il en est de même pour la séquence d'Abakassim où, comparé à celui que nous venons d'étudier, le profil *2786* permet de souligner l'influence de la roche-mère ou de ses produits d'altération. Ce profil est développé aux dépens d'un gneiss à muscovite, en dehors de la séquence, mais seulement à quelques dizaines de mètres au Sud du profil 4472, sur le même axe d'interfluve. Sa morphologie est la suivante.

0 - 20 cm : *horizons A_1; brun-gris à brun-beige (10 YR 4/2); sableux; éléments grossiers rares dans les 10 premiers cm, puis, plus nombreux : petits graviers de quartz anguleux ou parfois émoussés, très rares cailloux de quartz émoussés, nodules très rares et très petits présentant parfois un faciès de transition vers les concrétions semi-pisolitiques; particulaire à tendance nuciforme assez prononcée — passage rapide pour l'abondance des éléments grossiers, progressif pour les caractères de la fonction fine.*

20 - 40 cm : *très forte concentration de graviers et cailloux anguleux ou émoussés de quartz ou d'un faciès quartzitique, accompagnés de quelques nodules identiques à ceux de l'horizon supérieur ainsi que de petits fragments de gneiss à muscovite moyennement ferruginisés; le maigre remplissage de terre fine est brun-rosé (5 YR 4/2), de texture sableuse à grossièrement sableuse et de structure particulaire — passage progressif.*

40 - 68 cm : *concentration de fragments de quartz ou de morphologie quartzitique, de caractères identiques à celle de l'horizon sus-jacent mais faiblissant progressivement en profondeur, tandis que les quartz émoussés disparaissent; le peu de matériau fin est ocre-rouge à ocre-brun clair (5 YR 4/6), de texture argilo-sableuse grossière et de structure massive à débit en petits polyèdres fragiles — passage progressif et assez irrégulier.*

68 - 100 cm : *concentration de fragments quartzitiques, très anguleux, très peu ferruginisés (tirant vraisemblablement leur origine d'une passée plus acide au sein du gneiss à muscovite); cette concentration faiblit progressivement pour disparaître à la base de l'horizon; la terre fine est rougeâtre (2,5 YR 4/5) dans les 15 premiers cm puis tachetée d'ocre, ocre-rouge et ocre-brun; la texture, argilo-sableuse grossière à argileuse au sommet de l'horizon, devient plus en profondeur, sablo-argileuse tandis qu'apparaissent de nombreuses paillettes de muscovite et des blocs de gneiss altéré — passage assez progressif.*

100 - 140 cm et en dessous : *gneiss altéré, à structure conservée, de couleur gris-vert avec quelques petites taches noires et quelques poches et veines de terre fine de couleur beige-rosé ou rouge clair, de texture sablo-argileuse à sableuse.*

Le pourcentage des éléments ferrugineux grossiers (nodules et faciès de transition vers des concrétions semi-pisolitiques) reste toujours inférieur ou très inférieur à 14 %. La puissance des horizons intéressés par les concentrations ferrugineuses est très modeste puisqu'elle ne dépasse pas 50 cm. Si l'on

compare ces valeurs à celles du profil 4472 (où elles sont respectivement de 44 % en moyenne et de 140 cm), on constate que la nature de la roche-mère est déterminante dans le développement de ces horizons Bfe, puisque toutes les autres conditions sont égales par ailleurs.

2 LE SECOND ENSEMBLE : LES SOLS FERRUGINEUX A HYDROMORPHIE CROISSANTE VERS L'AVAL

L'un des exemples les plus représentatifs du second ensemble de sols est donné par le profil 4478 :

0 - 17 cm : *horizon A_1; brun-gris (10 YR 4/1,5) assez finement sableux; éléments grossiers peu nombreux; petits nodules présentant souvent un faciès de transition vers des concrétions semi-pisolitiques, de taille rarement supérieure à 1 cm, quelques petits graviers de quartz anguleux ou, rarement, émoussés, massif à particulaire à débit en micro-agrégats nuciformes fragiles; très meubles; micro-porosité abondante avec quelques petits canalicules; racines nombreuses et fines — passage rapide pour les éléments grossiers, plus progressif et irrégulier, de type « glossique » pour le matériau fin.*

17 - 59 cm : *horizon B_1 fe; très forte concentration ferrugineuse et quartzeuse; les éléments grossiers, très nombreux, sont de même nature que ceux de l'horizon supérieur mais la taille des nodules dépasse fréquemment 2 cm dans la moitié inférieure de l'horizon; les cailloux de quartz sont assez abondants mais leur taille ne dépasse pas 5 cm; la couleur de la fraction fine, brun-ocre à rosâtre (10 YR 4,5/2,5) au sommet de l'horizon, passe plus en profondeur, à ocre-rose grisâtre (8,75 YR 5/3,5); la texture, sablo-argileuse dans les 10 cm supérieurs, devient progressivement argilo-sableuse; la structure est plus massive en profondeur, avec un débit finement polyédrique; meuble et assez friable; les langues (ou glosses) de couleur beige, descendent de l'horizon supérieur jusqu'à 10 cm; elles restent plus sableuses, plus particulaires mais comportent les mêmes éléments grossiers; racines assez nombreuses, surtout dans les glosses; très fine porosité biologique, accompagnée de reliques de galeries — passage rapide, surtout pour les caractères de la fraction fine et toujours irrégulier.*

59 - 130 cm : *horizon B_2 fe; concentration ferrugineuse et quartzeuse un peu moins intense mais présentant une cohésion d'ensemble analogue à celle d'une carapace; les éléments ferrugineux grossiers, quoique de taille plus petite, sont identiques; les quartz émoussés sant beaucoup plus petits et plus rares tandis que les petits graviers de quartz, anguleux et hyalins, prédominent progressivement vers la base de l'horizon; la couleur du matériau fin est d'abord beige à ocre-rose pâle (10 YR 5,5/3) avec d'assez nombreuses petites taches bien délimitées : rouge (2,5 YR 4/6) et ocre (10 YR 5,5/8); plus en profondeur, la fraction fine présente une morphologie de pseudogley typique : petites taches rose-rouge (10 YR 5/6), jaune clair (10 YR 7/6), blanc-jaune (2,5 Y 8/3) et gris (2,5 Y 4/2); la texture est argileuse mais à la base de l'horizon, au maximum de la concentration grossière quartzeuse, elle redevient plus sableuse; présence de petites paillettes de muscovite de plus en plus fréquentes en profondeur; structure massive à débit en très petits polyèdres; très fine porosité biologique peu développée; de rares racines sont encore visibles jusqu'à 80 cm puis disparaissent; les glosses plongeant de l'horizon sus-jacent sont plus claires, plus grises et les éléments grossiers y sont plus déliés — passage très rapide, parfois souligné par une fente de retrait en saison sèche.*

130 - 170 cm : *horizon BC; très nette morphologie de pseudo-gley avec de petites taches mal ou moyennement délimitées, de couleurs diverses; blanc-jaunâtre, ocre-jaune clair, rouge, noirâtre, gris, etc.; la texture est argileuse au sommet de l'horizon puis devient argilo-sableuse; les éléments grossiers, déjà peu nombreux dans les premiers cm, se raréfient davantage en profondeur (petits nodules, quelques concrétions semi-pisolitiques, quelques fragments de gneiss très ferruginisés, évolués plus ou moins nettement en nodules, quelques petits graviers et petits cailloux de quartz anguleux hyalins); structure polyédrique à prismatique de taille moyenne; muscovite assez abondante; dès 145 cm apparaissent par place, des zones feldspatho-quartziques; cohésion d'ensemble assez forte à moyenne — passage très diffus.*

en dessous de 170 cm : *horizon C; blocs de gneiss altéré, souvent rubéfié, de plus eu plus nombreux en profondeur, avec quelques poches et veines d'altération sablo-argileuse; structure massive à polyédrique assez fine.*

L'un des caractères morphologiques essentiels de ce profil est la différenciation de la matrice des horizons B1fe et B2fe. Elle s'effectue d'une manière irrégulière, selon des glosses. Dans celles-ci le matériau fin, qui emballe les éléments grossiers, est très voisin de celui qui constitue l'horizon supérieur, sauf pour la couleur. Celle-ci est plus claire, le taux de matière organique étant plus faible (1,3 % contre 3,3 %). Cette différenciation localisée peut recevoir au moins les deux explications suivantes.

— On pourrait voir dans cette morphologie les témoins d'anciennes rigoles d'érosion, comblées du

même matériau d'apport que celui de l'horizon supérieur. Que le taux des éléments grossiers y soit redevenu ensuite identique à celui des zones non affectées par l'érosion pourrait découler d'une certaine homogénéisation par l'activité biologique. On voit mal, toutefois, pourquoi cette dernière n'aurait pas davantage porté sur la fraction fine, plus mobile. Par ailleurs, l'observation dans les trois dimensions permet de noter que ces glosses sont loin de présenter l'allongement caractéristique des griffures d'érosion : elles forment plutôt des cônes étroits s'enfonçant, verticalement et se ramifiant. Elles présentent donc la même disposition que celle d'un enracinement.

— La seconde explication permettrait de voir dans cette morphologie la conséquence d'une évolution surimposée, ayant gagné le profil en profondeur, par des zones de moindre résistance. Cette seconde phase du développement du profil aurait, partout ailleurs, buté sur la plus forte cohésion d'ensemble.

L'hypothèse d'une nouvelle évolution pour expliquer cette différenciation n'est à vrai dire, pas nécessaire. Nous sommes en présence d'un profil qui s'est intensément différencié par le concrétionnement et le carapacement sur une grande épaisseur. En quelque sorte, cette évolution ferrugineuse a « figé » le matériau fin intersticiel. Il est par ailleurs normal que la limite inférieure des horizons A s'approfondisse sans cesse. Pour schématiser, on peut retenir que, tôt ou tard ,la partie la plus évoluée des horizons A parvient au contact des horizons Bfe, ou même tout simplement de l'horizon B pour d'autres sols. Mais cette partie plus profonde du profil se sera, pendant ce temps, de plus en plus différenciée. Il est donc logique que cette « rencontre » se traduise par une apparente discontinuité et que ce passage brusque s'effectue d'une manière irrégulière, en profitant des zones de moindre résistance. Cette morphologie avec discontinuités marquées est assez répandue dans les sols ferrugineux. Il faut être circonspect avant d'opter pour des sols polyphasés. De tels traits peuvent être l'aboutissement d'une longue évolution égale à elle-même au cours du temps.

Quelques données analytiques permettent de confirmer les différences morphologiques que ce profil, affecté par l'hydromorphie, présente par rapport à son homologue bien drainé du sommet de la séquence.

— En général, les taux de saturation du complexe sont plus élevés. Ils atteignent 100 % à 165 cm de profondeur et dans une partie de l'horizon A1.

La matière organique, un peu plus abondante, présente un rapport C/N plus élevé : 20,8 contre 16,8, en surface; 11,9 contre 10 à 70 cm de profondeur.

Les valeurs du rapport SiO_2/Al_2O_3 sont voisines pour les horizons A1 et Bfe bien qu'elles soient inférieures de 0,15 à 0,25 à celles des horizons homologues du profil 4472. Malgré l'hydromorphie, les différences s'accentuent dans le même sens que pour les horizons BC et C où elles atteignent 0,50. Ces différences concordent avec le caractère moins basique de la roche-mère du profil 4478 qui est un gneiss à muscovite. Les déterminations spectroscopiques confirment les données de l'analyse totale en présentant pour la kaolinite des pourcentages égaux ou supérieurs à 50, même dans les horizons C. L'apparition des interstratifiés s'effectue, d'autre part, plus profondément et la montmorillonite, présente dans les horizons BC et C du profil 4472, fait défaut ici. Même l'illite, malgré l'abondance de la muscovite dans les horizons profonds, présente des pourcentages généralement plus faibles.

Avec le profil 4481, nous arrivons au pôle le plus hydromorphe de cet ensemble des sols ferrugineux. Ce profil est, de plus, représentatif de faciès mince, par l'apparition à faible profondeur des horizons BC et C et par le « tassement » de ses horizons, surtout pour celui qui réalise la concentration ferrugineuse.

0 - 19 cm : *horizon A_1; de gris-beige (1,25 Y 5/2) passe progressivement à beige-gris légèrement brunâtre (10 YR 4/2,5); assez finement sableux; très rares éléments grossiers (petits graviers de quartz anguleux, petits nodules et très petites concrétions semi-pisolitiques); particulaire à massif, à débit en micro-agrégats nuciformes; meuble; forte microporosité; fines racines nombreuses dans tout l'horizon — passage rapide pour les éléments grossiers, progressif pour la fraction fine.*

19 - 63 cm : *horizon Bfe; concentration ferrugineuse à ferruginoquartzeuse intense dès le sommet de l'horizon, constituée de nodules de formes irrégulières pour les plus gros, s'agglomérant par place en blocs cuirassés, de rares petites concrétions semi-pisolitiques, de petits graviers de quartz anguleux et de cailloux de quartz émoussés dont la plupart sont concentrés à la base de l'horizon; le « remplissage » de terre fine est, dans les 10 à 15 premiers cm, beige-légèrement verdâtre et, plus en profondeur, présente des taches de couleurs diverses; rouge, ocre, rose, gris et noirâtre; la texture devient progressivement argileuse et la structure, particulaire au sommet de l'horizon, est, plus en profondeur, massive à débit en petits agrégats polyédriques; cohésion d'ensemble : moyenne; très rares racines — passage très rapide (en 2 cm).*

63 - 107 cm : *horizon BC; morphologie de gley, plus fortement oxydé au sommet qu'à la base de l'horizon, avec de petites taches ocre (7,5 YR 6/7), rouge (2,5 YR 4/8), qui se développent sur un fond gris-vert (5 YR 5,5/1,5) puis gris plus ou moins soutenu (5 Y 5/1); nettement argileux; très rares éléments grossiers (petits graviers anguleux et hyalins de quartz, très petits nodules et concrétions semi-pisolitiques tendres; structure polyédrique de taille moyenne, bien affirmée à l'état sec; quelques petites faces de glissement obliques de couleur gris foncé; cohésion assez peu marquée; en profondeur, apparaissent de petites zones riches en hornblende — passage progressif.*

en dessous de 107 cm : *horizon C; amphibolite altérée dont les locs présentent un cortex en « pain d'épices »; quelques zones argilifiées puis aréniformes en profondeur, se raréfiant progressivement.*

La présence de faces de glissement dans l'horizon BC laisse présumer l'existence de minéraux argileux gonflants. Les déterminations spectrographiques concordent avec cette observation et donnent pour cette partie du profil, des pourcentages de montmorillonite compris entre 40 et 50. L'influence de la roche-mère (qui est une amphibolite) se marque donc au même titre que dans le profil du sommet de la séquence, développé aux dépens d'un filon de diorite. Mais ce qui distingue ce profil 4481 des précédents est la présence d'interstratifiés en quantités notables dans les horizons que l'on peut considérer comme les plus évolués : 40 % dans le A1 et 30 % dans le Bfe. Ces phyllites à fort pourcentage de silice se maintiennent donc jusqu'en surface, accompagnées d'ailleurs de 20 % d'illite. Les pourcentages de kaolinite sont assez stables de la base au sommet du profil et représentent, en moyenne, un peu moins de la moitié des minéraux argileux.

Le pH et le taux de saturation du complexe absorbant reflètent le confinement du profil. Leurs valeurs respectives se situent presque toujours au-dessus de 6,6 et de 70 %.

3 LE TROISIÈME ENSEMBLE : LES SOLS PEU ÉVOLUÉS RÉGOLIQUES DANS LE COMPLEXE D'ALTÉRATION MONTMORILLONITIQUE

Comme on le verra par la suite, le classement des sols du troisième ensemble de la séquence d'Akabassim, dans le sous-groupe peu évolué régolique, n'est pas pleinement satisfaisant. Le développement de la structure permet, en effet, à un horizon (B) plus ou moins vertique, de s'individualiser. Mais ce développement n'est pas assez prononcé pour autoriser sans réserve le rattachement de ces sols à la classe des Vertisols et Paravertisols. Un point de vue taxonomique plus strict serait de faire de ces formations pédologiques, un faciès de rajeunissement par érosion, du sous-groupe à caractères vertiques moyennement accentués de la classe des vertisols. Le terme de « sols régolique » sera retenu sous cette dernière acception.

Le troisième ensemble de sols s'étend presque jusqu'à la base de la toposéquence. Le passage à partir des sols précédents est très rapide et s'effectue en moins de 30 m. C'est à cette distance du profil 4481, précédent, que nous observerons l'exemple suivant.

Profil 4482

0 - 23 cm : *horizon A_1; brun-beige (10 YR 4/2,5); sableux mais assez adhésif à l'état humide; pas d'éléments grossiers; massif à net débit nuciforme fin puis plus grossier; meuble; fines racines nombreuses; quelques canalicules de section inférieure à 4 mm. — passage progressif.*

23 - 54 cm : *horizon A-(B); beige soutenu (10 YR 4/3) avec des taches ocre (10 YR 5/8) assez rares et très petites au sommet de l'horizon puis plus grandes et plus nombreuses; argilo-sableux; éléments grossiers très rares dans l'ensemble, le plus souvent concentrés en petites zones dans lesquelles nous trouvons : de très petites concrétions semi-pisolitiques brun-rougeâtre, des nodules ainsi que de petits graviers et cailloux de quartz anguleux ou émoussés; structure identique à celle de l'horizon sus-jacent très moyennement meuble; très adhésif à l'état humide mais assez friable à l'état sec; aucune porosité visible; racines moyennement nombreuses — passage plus rapide qu'entre les deux horizons sus-jacents.*

54 - 83 cm : *horizon (B); de beige-grisâtre assez soutenu (1,25 Y 5/2) avec de nombreuses petites taches ocre-rouge (5 YR 5/8) assez bien délimitées, passe progressivement à gris légèrement verdâtre (5 YR 5/2), les taches devenant ocre plus ou moins clair (5,5 YR 5/8 ou 7,5 YR 6/6); texture argilo-sableuse à argileuse; très adhésif à l'état humide; rares éléments grossiers, identiques à ceux de l'horizon sus-jacent, également concentrés en zones; à la base de l'horizon, les petits cailloux de quartz*

émoussés sont plus fréquents; structure polyédrique assez large en moyenne; cohésion d'ensemble peu accusée, un peu plus forte pour les unités structurales; pas de porosité visible; racines encore assez nombreuses — passage rapide.

83 - 120 cm : *horizon (B)C; vert-gris (5 Y 5/2,5) avec quelques petites taches gris soutenu (5 Y 4/1) et des taches beige-ocre (10 YR 5,5/6) un peu plus nombreuses et mieux délimitées; nettement argileux; encore quelques concrétions, devenant plus tendres en profondeur, ainsi que quelques graviers de quartz anguleux ou émoussés, vraisemblablement descendus de l'horizon sus-jacent par les fentes de retrait, mais ces éléments grossiers disparaissent en dessous des 15 cm supérieurs; structure polyédrique large avec de nombreuses faces obliques de glissement; la cohésion d'ensemble et surtout celle des unités structurales devient forte en profondeur; de petits feldspaths se maintiennent dans tout l'horizon; les racines se raréfient en profondeur — passage assez rapide mais irrégulier.*

en dessous de 120 cm : *horizon C; de nombreux blocs de roche-mère apparaissent, les plus riches en feldspaths subsistant presque jusqu'au sommet de l'horizon, tandis que les plus riches en ferro-magnésiens s'observent à plus grande profondeur; le matériau, à caractères vertiques, de l'horizon sus-jacent, encore visible sous forme de poches et veines dans les 20 à 30 premiers cm passe ensuite à une arène.*

Les traits les plus marquants de ce profil sont les suivants :
— la très nette raréfaction du concrétionnement des hydroxydes de fer;
— la faible individualisation des horizons;
— le développement, à l'état sec, d'une structure assez large, à caractères vertiques, en profondeur;
— la permanence, à une faible profondeur, de couleurs témoignant du confinement, diagnostic confimé par les valeurs du rapport SiO_2/Al_2O_3, supérieures à 2,45 dès 30 cm.

Les déterminations des minéraux argileux traduisent la dominance de la montmorillonite au sein de ce complexe de sols peu évolués. Cette phyllite représente en effet 80 %, la kaolinite constituant les 20 % restants, ceci dès la surface.

Jusqu'à la base de la toposéquence, c'est-à-dire sur plus de la moitié aval, les sols sont caractérisés pour l'essentiel, par la présence de ce matériau vertique dès une faible profondeur. Ils ne passent toutefois nulle part, à des vertisols francs. Partout, une évolution superficielle différencie des horizons assez fortement éluviés, tandis qu'apparaît dans les horizons sous-jacents, un certain concrétionnement. Ce dernier phénomène n'est notable que dans les profils marqués par une forte concentration quartzeuse, que celle-ci soit d'origine filonienne (cailloux anguleux) ou qu'elle constitue une nappe de gravats résiduels souvent émoussés. Très généralement, cette individualisation d'horizons éluviés ou concrétionnés n'affecte que le sommet des profils, le matériau originel apparaissant en moyenne, avant 50 cm de profondeur.

Il est, en fait, difficile de situer ces sols dans la classification. Ce ne sont pas des vertisols, car il est évident que les mouvements internes ne sont pas assez affirmés pour s'opposer à une différenciation. On ne peut, non plus, les classer d'après l'évolution des horizons supérieurs. Celle-ci n'est jamais assez typée pour que l'on puisse trancher entre des grands groupes aussi éloignés l'un de l'autre que le sont les sols bruns eutrophes et les sols ferrugineux hydromorphes à concrétions, par exemple.

MARTIN (1969) a étudié des sols semblables sur les bas glacis du socle granito-gneissique dans le Nord-Cameroun. Il les classe en un sous-groupe de « sols hydromorphes à pseudogley lithomorphes ». Cet auteur se fonde essentiellement sur des critères de couleur pour ranger ces sols dans la classe hydromorphe en notant des taches de ségrégation ferrugineuse des l'horizon A1. Il remarque, cependant, que ce caractère morphologique peut faire défaut dans l'horizon de surface. D'autre part, il déduit de l'étude géomorphologique, que ces sols, constamment soumis à l'érosion depuis le début de leur développement « ont conservé un caractère relatif de jeunesse ». Il note que l'hydromorphie est, pour l'essentiel, le reflet de la minéralogie des argiles parmi lesquelles « les minéraux 2/1 du type montmorillonitique jouent un rôle important ». MARTIN reconnaît que la place accordée à l'hydromorphie, dans sa classification est par trop prépondérante. Par ailleurs, l'auteur signale l'extrême hétérogénéité de la répartition dans le paysage, des différents faciès présentés par ces sols, soulignant « qu'aucune loi ne semble présider à celle-ci ». Suivant les modalités du lessivage, il tend à rapprocher ces unités pédologiques soit des vertisols, soit des sols halomorphes lessivés, soit des sols ferrugineux tropicaux lessivés.

En définitive, la mise en évidence de l'hydromorphie en tant que facteur fondamental du développement de ces sols se révèle très délicate. DUCHAUFOUR (1972) traite de sols dont nombre de caractères sont semblables. Il s'agit des pélosols de la classification allemande (MUCKENHAUSEN, 1962), argileux, mal

aérés, formés aux dépens d'affleurement triasiques, en majorité. DUCHAUFOUR estime que parmi les sols des régions tempérées, ce sont ceux qui sont les plus proches des vertisols. NGUYEN KHA *et al.* (1969) ont montré, par le calcul d'un indice d'altération (fer libre / fer total) et d'un indice de réduction (fer ferreux / fer libre) que ces sols se différenciaient nettement de ceux de la classe hydromorphe. Ces auteurs déduisent que la teinte grise des horizons (B) n'est pas entraînée par la présence de fer ferreux mais est spécifique de la minéralogie des phyllites à réseau 2/1. Pour cette raison DUCHAUFOUR préfère ranger ces sols parmi les peu évolués plutôt que dans la classe hydromorphe.

Revenant aux sols du Togo, nous avons déjà noté que le test au ferricyanure de potassium n'a permis que très rarement de déceler du fer ferreux. Nous ajouterons que l'aération des profils n'entraîne aucune oxydation sensible et surtout systématique. Le matériau peut, certes, présenter à la longue, des taches rouges sur les surfaces exposées à l'alternance de dessiccation et de réhumectation. Il s'agirait, comme le note DUCHAUFOUR, de zones où les argiles commencent à s'altérer.

Nous retiendrons que ces sols du complexe des bas glacis sont des points de vue minéralogique et géochimique, peu évolués. En ce qui concerne leurs caractères morphologiques, leur structure et le type de liaison de la matière organique avec la matière minérale les orientent différemment, soit vers des sols à alcalis (profil 2794 à Kpadégan), soit vers des sols bruns eutrophes ou de sols ferrugineux du faciès mince, soit vers des paravertisols ou des sols vertiques érodés comme cela est le cas pour la séquence d'Akabassim.

C Les grands traits de la toposéquence

Vers l'aval de la séquence d'Akabassim, on ne trouve pas comme dans celle de Kpadégan, de sols affectés par l'alcalisation du comple échangeable, Les résultats d'analyses ont montré que le rapport (Na + K %) / T reste, dans les horizons Aet B de tous les profils étudiés, inférieurs à 6. Il n'en reste pas moins qu'un confinement régulièrement croissant vers l'aval permet à la montmorillonite de dominer avant la mi-pente. La remontée de cette phyllite vers le sommet des profils s'accentue, d'autre part, à partir du moment où les faciès des roches-mères deviennent plus basiques. La figure 19 des isovaleurs du rapport SiO_2/Al_2O_3 traduit les variations minéralogiques dans le sens vertical et latéral.

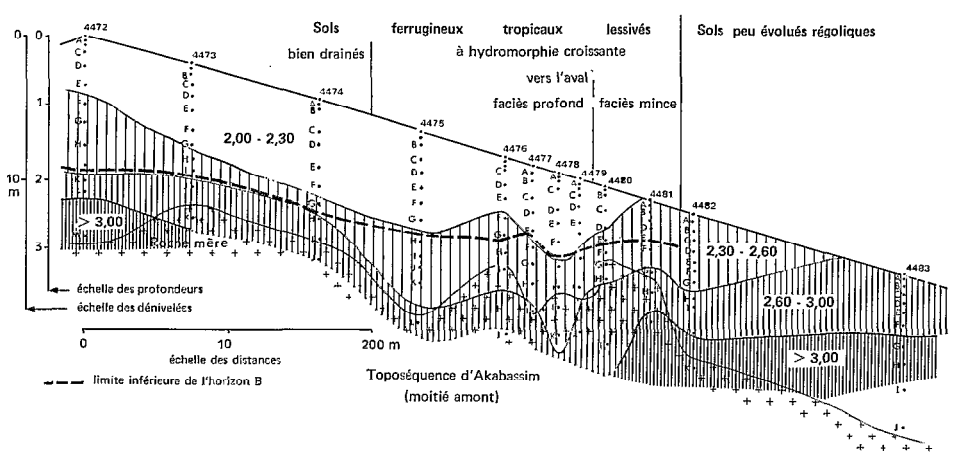


FIG. 19. — Isovaleurs du rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 de la fraction 0-2 mm, dans la toposéquence d'Akabassim (moitié amont).

Le second grand élément de différenciation latérale est le concrétionnement du fer. De l'amont vers l'aval, il disparaît pratiquement dès la mi-pente, point qui correspond au passage dans le complexe montmorillonitique. Par ailleurs, les puissances des horizons intéressés par ce phénomène sont loin d'atteindre celles que nous avons notées à Kpadégan pour les sols semblables.

Autre trait primordial, la présence d'une concentration de gravats quartzeux dans une partie des profils est la règle générale. Comme dans la première toposéquence étudiée, cette concentration souligne

d'importantes discontinuités morphologiques verticales mais, de par sa continuité tout au long de la toposéquence, elle semble n'entretenir que peu de relations avec l'évolution générale de chacun des grands groupes de sols.

L'éluviation de l'argile qui affecte une tranche supérieure plus ou moins profonde de tous les profils est une autre constante. Les graphiques des variations texturales, qui figurent sur le schéma de la toposéquence montrent non seulement son importance, mais aussi son indépendance assez marquée vis-à-vis de l'évolution fondamentale des sols, comme dans la première toposéquence présentée.

Les profondeurs d'altération sont consignées dans le tableau 4. A la différence de Kpadégan, nous pouvons remarquer qu'aucune différence des épaisseurs altérées n'apparaît d'un ensemble de sols à l'autre. Nous retiendrons de ces données, le parallélisme du front d'altération et de la surface topographique d'une part, et la forte différenciation latérale d'autre part. Deux hypothèses peuvent être formulées à ce propos.

TABLEAU 4

Toposéquence d'Akabassim — Profondeurs du plancher d'altération

Profils	4472	4473	4474	4475	4476	4477	4478	4479	4480	4481	4482	4483	4483/1
Profondeur (en mètres)	2,9	2,0	2,0	2,6	1,5	2,1	1,7	1,8	1,1	1,1	2,0	2,3	1,0

— Dans la première hypothèse, les différents sols sont contemporains et la seule situation topographique, par le biais du drainage, serait responsable du gradient latéral.

— Dans la seconde hypothèse, le versant réalise un glacis polygénique. La partie supérieure, qui groupe les sols ferrugineux développés principalement dans les gneiss à muscovite, appartiendrait au système du moyen glacis. La partie inférieure, couverte du complexe de sols peu évolués dans des gneiss plus basiques serait à rattacher au bas glacis, plus récent. Les différences de l'ancienneté et de la vitesse de l'altération, entre ces deux parties de la séquence se seraient alors compensées, l'approfondissement des profils s'effectuant plus rapidement dans les roches-mères riches en minéraux très altérables.

III LA SÉQUENCE D'AGODJOLOLO : DOMINANCE DE LA MONTMORILLONITE TRÈS FAIBLE EXPRESSION DES SESQUIOXYDES DE FER DÉVELOPPEMENT DE VERTISOLS SUR LES PASSÉES LES PLUS BASIQUES

(Fig. 20 h.-t.)

La toposéquence d'Agodjololo se développe à environ 9 km au Nord du village d'Anié, le long de la route de Sokodé (7° 50′ de latitude nord).

A Les facteurs naturels

LA GÉOLOGIE

Le soubassement est, pour l'essentiel, constitué de gneiss à biotite et amphibole du Groupe d'Anié, caractérisés par leur richesse en minéraux basiques. L'analyse présentée par AICARD pour cette formation

a été rapportée à propos de la section aval de la toposéquence d'Akabassim. Toutefois, dans une partie médiane de la séquence, de 400 m à partir de l'amont jusqu'à 600 m avant l'axe de drainage, la roche-mère est encore plus basique. On y observe de nombreuses passées d'amphibolites plagioclassiques et de hornblendites. Aucune analyse n'est donnée par AICARD pour ces roches dans la région d'Anié, mais on se référera aux données que cet auteur a obtenues de formations basiques semblables dans d'autres zones du socle (tabl. 5).

TABLEAU 5

Composition de quelques passées basiques dans le socle granito-gneissique (d'après AICARD, 1957)

Roches	N° de l'analyse	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-
Amphibolite plagioclasique à épidote	34	48,60	18,50	3,10	7,25	0,20	5,95	9,45	2,75	0,40	1,00	n.d.	1,35	0,40
Amphibolite plagioclassique à biotite et à grenat	37	46,85	22,53	2,75	6,80	0,08	3,50	11,00	3,10	0,45	0,90	0,27	1,15	0,20
Amphibolo-pyroxénite plagioclasique à épidote	39	47,30	17,25	3,60	7,40	0,15	7,80	9,15	4,30	0,50	1,75	n.d.	1,20	0,10

Par rapport aux gneiss mélanocrates du Groupe d'Anié (tabl. 2), roches-mères de l'amont et de l'aval de la séquence, les pourcentages de Fe_2O_3,FeO et d'alcalino-terreux sont le plus souvent supérieurs de 2 à 3 unités. La silice totale et les alcalins sont sensiblement moins abondants.

LA GÉOMORPHOLOGIE ET LA TOPOGRAPHIE

La séquence se développe entre l'axe d'un interfluve perpendiculaire aux directions structurales du socle et un petit cours d'eau temporaire dont l'embouchure avec le Mono se situe à 4 km à peine vers l'Est. L'altitude du point le plus élevé de cette toposéquence (214 m) est de 10 m inférieure à celui de la toposéquence d'Akabassim. Si nous prenons comme référence le niveau des hauts glacis dans cette région, l'abaissement du paysage est très sensible et situe la séquence entière dans le système des bas glacis.

Pour une distance de 1 875 m et une dénivelée de près de 32 m entre point haut et bas, la pente générale est de 1,7 % environ. Le profil topographique est légèrement convexe. En détail, il est composé de trois sections rectilignes correspondant de très près aux différentes zones de roches-mères : gneiss mélanocrates en amont et en aval, encadrant un ensemble de roches très basiques. La pente de ces trois sections croît régulièrement vers l'aval : 0,9 % pour les premiers 450 m, entre 1,6 et 1,7 % sur les 900 m suivants et enfin 2,6 % pour les derniers 500 m aval. Aucun accident ne vient rompre l'extrême régularité du terrain.

LE CLIMAT

Pour toutes ses caractéristiques, le climat est identique à celui de l'Akabassim.

LA VÉGÉTATION

Le couvert végétal est encore plus clair que celui des toposéquences précédentes. Il se réduit, en général à une maigre pelouse dans laquelle domine *Imperata cylindrica*, avec quelques arbres (*Terminalia macroptera*). L'origine de cette indigence végétale doit être recherchée dans l'action humaine, marquée par une auréole d'intense déboisement autour d'Anié. Si l'on s'éloigne de cette zone fréquemment parcourue par les feux de brousse, les sols semblables supportent un couvert assez dense de *Terminalia* et de Karité (*Butyrospermum parkii*).

B Les grandes unités pédologiques

De l'amont vers l'aval, on distingue trois ensembles de sols dont la répartition se calque sur les subdivisions lithologiques et les diverses sections composant le modelé du versant.

— Dans le premier ensemble, nous avons une succession de paravertisols. L'éluviation de l'argile et une structure à tendance massive marquent les horizons supérieurs de couleur noirâtre. Plus en profondeur dans les profils, nous trouvons un matériau à caractères vertiques plus ou moins nets au sein duquel s'individualisent des concrétions d'hydroxydes de fer et parfois des nodules calcaires. Le plancher d'altération, situé à une profondeur inférieure au mètre, laisse apparaître un gneiss à biotite et amphibole, parfois traversé de filons aplitiques. L'évolution de ces paravertisols les rapproche de sols ferrugineux du faciès mince par plusieurs aspects : différenciation texturale des horizons A, concrétionnement, dégradation de la structure au sommet des profils.

— Dans le second ensemble, nous trouvons essentiellement des vertisols. Les deux caractères qui permettent de les différencier entre eux sont la structure et la présence de nodules calcaires. La structure est, en général, trop large pour que l'on puisse reconnaître des horizons à « self-mulching » mais des nuances variables à courte distance permettent de distinguer des intergrades vers le groupe grumosolique. Le second facteur de variation fait apparaître les concentrations calcaires préférentiellement vers l'aval de cet ensemble.

— Enfin dans la section qui aboutit à l'axe de drainage nous retrouvons des paravertissols qui se distinguent de ceux du sommet de la séquence par une plus fréquente et plus forte individualisation du calcaire, des sols hydromorphes peu humifères à redistribution du calcaire, également sous forme de nodules, et enfin des intergrades entre les uns et les autres. L'individualisation du calcaire dans tous ces sols est le prolongement de l'évolution que nous avons notée dans les termes aval de la zone des vertisols.

1 LE PREMIER ENSEMBLE : LES PARAVERTISOLS

Nous prendrons comme exemple du premier ensemble de sols, le profil 2788, développé à 300 m du sommet du versant.

0 - 13 cm : *horizon A_1; brun-beige assez soutenu (10 YR 4,5/2,5); finement sablo-argileux; pas d'éléments grossiers; massif; cohésion marquée; adhésif à l'état humide; rares racines; forte activité biologique (nombreuses galeries de termites) — passage rapide.*

13 - 24 cm : *horizon A_1-(B); noirâtre (10 YR 3/1,5); plus argileux; structure massive à nette tendance prismatique; racines assez nombreuses; autres caractères identiques à ceux de l'horizon supérieur — passage progressif.*

24 - 44 cm : *horizon $(B)_1$; noirâtre à légèrement verdâtre (5 Y 2,5/1,5); argilo-sableux fin; assez nombreuses amphiboles visibles jusqu'au sommet de l'horizon; éléments grossiers peu nombreux : quelques cailloux de quartz plus ou moins émoussés ou subanguleux et petites concrétions semi-pisolitiques; polyédrique de taille moyenne; cohésion d'ensemble assez marquée — passage progressif.*

44 - 64 cm : *horizon $(B)_2$; verdâtre à noirâtre (5 Y 3,5/2); argileux; nombreuses amphiboles; très rares éléments grossiers représentés uniquement par de très petites concrétions semi-pisolitiques au sommet de l'horizon; structure polyédrique assez large avec faces obliques de glissement, de taille moyenne et assez peu nombreuses; forte cohésion des unités structurales — rares racines; passage progressif.*

64 - 83 cm : *horizon (B)-C; gris-verdâtre (5 Y 4/1,5); encore argileux; assez nombreux fragments de roche-mère en voie d'altération; structure polyédrique fine; faces obliques de glissement petites et rares — passage progressif.*

en dessous de 83 cm : *horizon C; gneiss mésocrate à mélanocrate très riche en amphibole, altéré, tendre; quelques zones et veines grisâtres sont argileuses.*

Ce profil est affecté d'une nette différenciation texturale, le pourcentage d'argile passant de 37 % dans l'horizon (B)2 à seulement 17 % en surface. La structure, massive ou légèrement prismatique de

0 à 24 cm, acquiert des caractères vertiques assez prononcés plus en profondeur. Les phénomènes de brassage interne se sont cependant insuffisamment développés pour s'être opposés à la concentration des éléments grossiers en un horizon bien individualisé. L'évolution de la matière organique semble assez peu poussée si l'on en juge par les valeurs du rapport C/N, supérieures à 16,5 dans les horizons A1. Toutes ces différenciations superficielles méritent que l'on distingue les profils de ce genre, de ceux des vertisols véritables. Il n'en reste pas moins que la présence de minéraux altérables en assez grande quantité se reflète dans les valeurs du rapport SiO_2/Al_2O_3, supérieures à 2,7 sur tout le profil, tandis que le pH est voisin de la neutralité et que le taux de saturation est au moins égal à 85 % dans tous les horizons.

Dans cet ensemble de sols, les profils étudiés présentent sensiblement les mêmes caractères. Les variations, peu importantes, portent pour l'essentiel sur la taille des unités structurales de l'horizon (B) ainsi que sur l'épaisseur des horizons éluviés et la netteté de leur passage aux horizons sous-jacents. Dans certains cas, ce passage est brusque et souligné par une fente de retrait horizontale en saison sèche. Ceci peut faire penser à un recouvrement allochtone. On ne relève cependant, aucun accroissement systématique vers l'aval, de l'épaisseur de l'horizon superficiel plus sableux. Par ailleurs, les variations en profondeur du pourcentage d'argile, n'accusent aucune discontinuité à ce passage.

Au sein de cet ensemble, de sols, le profil *2787*, au sommet du versant, se différencie d'une manière assez nette, par la forte expression des sesquioxydes de fer et par le faible développement des caractères vertiques. Nous avons ici, un sol qui réalise un intergrade vers le faciès mince des sols ferrugineux. Il n'est pas inutile de remarquer qu'il se développe aux dépens d'un gneiss mésocrate à amphibole, très riche en filons aplitiques. La roche-mère est donc, dans l'ensemble, moins basique que celles des profils situés plus en aval. Une nouvelle fois, ceci permet de souligner l'importance de la nature de la roche-mère dans la différenciation des sols et la mise en relief, dans le modelé du socle, des faciès les moins basiques. Les principaux caractères du profil 2787 sont les suivants.

0 - 36 cm : *horizon A_1; de noir (10 YR 3/1) passe progressivement à brun noirâtre (10 YR 3/1,5); de finement sablo-argileux passe à argilo-sableux fin; les éléments grossiers sont très rares : très petites concrétions pisolitiques noirâtres ou de couleur olive, patinées, de quelques millimètres, accompagnées de petits graviers de quartz anguleux ou émoussés; massive à tendance nuciforme ou polyédrique arrondie fine, dans les 10 à 15 premiers centimètres, la structure devient, plus en profondeur, polyédrique nette et de taille moyenne; cohésion d'ensemble assez forte; très adhésif à l'état humide; racines assez peu nombreuses; quelques galeries de termites sont visibles dans tout l'horizon — passage assez progressif avec quelques indentations dans l'horizon sous-jacent.*

36 - 58 cm : *horizon Bfe; accumulation ferrugineuse d'abord peu importante, puis forte, figurée par de petites concrétions identiques à celles de l'horizon supérieur mais, en général plus grosses, accompagnées de quartz dont les plus grossiers (atteignant 5 cm) sont le plus souvent émoussés; la matrice passe progressivement de brun-noirâtre (10 YR 3/1,5) à vert-gris pâle avec de nombreuses zones noires (10 YR 2/1) et de petites taches ocre-jaune au contact des concrétions; argilo-sableuse dans les 7 à 8 cm supérieurs, la texture devient argileuse avec un pourcentage sensible de sables grossiers; très plastique et adhésif à l'état humide; très vagues faces luisantes en dessous de 45 cm; structure massive à débit en très petits polyèdres; quelques petites faces obliques de glissement visibles dans la moitié inférieure de l'horizon; cohésion d'ensemble assez forte à moyenne à l'état sec; rares racines — passage rapide, souvent brutal.*

50 - 80 cm et en dessous : *horizon C; roche-mère altérée, tendre, à nombreuses zones feldspathiques et poches de terre gris assez foncé, argileuse à argilo-sableuse, plastique, à structure polyédrique moyenne à fine et englobant de très rares éléments grossiers (petites concrétions pisolitiques brunes patinées rares, petits nodules ferrugineux noirs assez anguleux, petits feldspaths et ensembles quartzo-feldspathiques, petits graviers de quartz hyalins); pas de racines.*

La puissance et surtout l'intensité du concrétionnement des hydroxydes de fer sont les plus fortes que l'on puisse noter parmi tous les sols de la séquence. Le rapport des taux d'argile entre l'horizon de surface et la base de la concentration ferrugineuse (où l'on note le maximum) atteint une valeur de 2,2. Ceci lié à la massivité de la structure du premier horizon apparente ce profil à ceux du faciès mince du sous-groupe des sols ferrugineux lessivés à concrétions. Les données du complexe absorbant confirment cette tendance. Le taux de saturation ne dépasse pas 70 % en surface, pour un pH de 6,5. Il n'atteint 100 % que dans l'horizon C.

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 de la fraction fine s'abaisse à 2,3 au niveau de la plus forte concentration ferrugineuse avant de dépasser 3, à 1 ou 2 dm plus bas, dans l'horizon C.

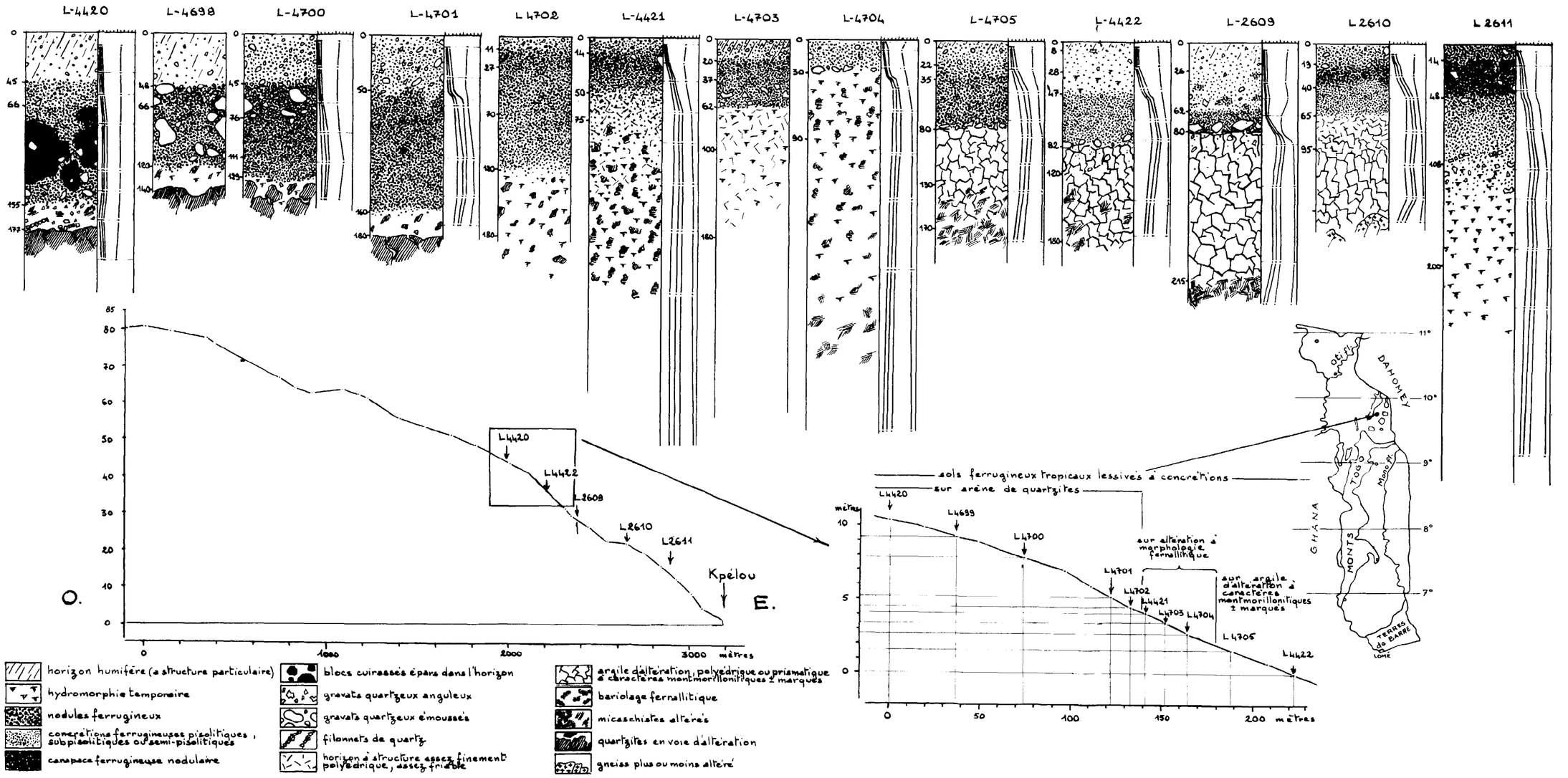


FIG. 37. — Schéma figuratif de la toposéquence du Kpélou.

Le rapport fer libre / fer total accuse un maximum dans l'horizon riche en concrétions : il y dépasse 63 % alors que dans l'horizon de surface et dans l'horizon C, ses valeurs sont inférieures à 50 %.

Les déterminations spectrographiques des argiles montrent que la montmorillonite est absente de ce profil; les seules phyllites sont des interstratifiés (10 — 14 M) — M et la métahalloysite. Leurs pourcentages sont assez constants sur toute l'épaisseur du profil. Ils oscillent entre 70 et 80 % pour les interstratifiés et entre 20 et 30 % pour la métahalloysite. On peut mettre en parallèle ces dernières données avec l'évolution de ce paravertisol vers un sol ferrugineux et voir dans cette différenciation, la conséquence du drainage rapide qui caractérise la situation topographique du profil. Les éléments solubles, comme la silice et les bases sont facilement entraînés, ce qui ne permet pas à la montmorillonite d'apparaître ou de se maintenir. Corrélativement, on assiste à une accumulation relative des sesquioxydes de fer sous forme de concrétions.

2 LE SECOND ENSEMBLE : LES VERTISOLS

L'apparition progressive des vertisols, qui s'effectue sur environ 150 m au long de la pente, laisserait penser que leur genèse est conditionnée par la situation topographique. Mais les roches-mères varient également d'une façon progressive. Au sommet de la séquence, nous avons un gneiss plus mésocrate que mélanocrate avec d'assez nombreux filonnets aplitiques. Nous pouvons noter, en direction de l'aval, une assez remarquable progression vers la dominance de plus en plus nette des ferromagnésiens tandis que se raréfient les formations leucocrates de filons aplitiques. Enfin, dans la partie inférieure de la séquence, dès que réapparaissent des roches-mères moins basiques, les vertisols cèdent la place à des sols très voisins de ceux qui composent le premier ensemble. Il apparaît donc que la présence des vertisols est étroitement liée aux roches plus basiques de la partie moyenne de la séquence.

L'exemple retenu est le profil *2789* situé au quart supérieur de cet ensemble où il est développé aux dépens d'une amphibolite plagioclasique riche en filons de hornblendite.

0-93 cm : *horizon A-(B) : de noir (10 YR 3/4 - 2/1) passe très lentement à noir moins affirmé (5 Y 2/1) avec quelques rares petites zones vert-gris assez clair (5 Y 5,5/2); d'argilo-sableux fin passe assez rapidement à argileux; éléments grossiers extrêmement rares : quartz anguleux ou subanguleux, très peu ferruginisés, ne dépassant pas 5 cm, de très petites concrétions pisolitiques noires ou brun-noir patinées; structure assez fine, polyédrique légèrement arrondie dans les 10 premiers centimètres; nombreuses petites faces obliques de glissement moyennement développées, visibles dès 28 cm de profondeur; forte cohésion d'ensemble et surtout des unités structurales; racines assez nombreuses jusqu'à 36 cm, puis rares — passage assez progressif.*

93 - 110 cm : *horizon (B)C; petites zones vert-gris (5 YR 5/2) et grises (5 Y 4/1) avec quelques petites ségrégations blanches (10 YR 8/1) de calcaire sous formes de nodules; texture argileuse dans l'ensemble, avec un pourcentage sensible de sables et de limons; présence de zones nettement plus sableuses, dues à des minéraux non altérés; rares éléments grossiers; petis graviers anguleux et petits cailloux anguleux ou émoussés de quartz, ne dépassant pas 5 cm ainsi que quelques nodules calcaires (ne dépassant pas 15 mm) visibles surtout dans la moitié supérieure de l'horizon; structure polyédrique un peu plus fine que celle de l'horizon sus-jacent et à tendance massive — passage très rapide.*

110 - 150 cm et en dessous : *roche-mère altérée, à structure conservée; rares petites zones argileuses à taches gris foncé, gris clair, gris beige, etc. structure massive; pas de racines.*

L'absence de profondes fentes de dessiccation et d'une structure prismatique large fait classer ce profil, comme la plupart des vertisols étudiés sur le socle, dans le sous-groupe à caractères vertiques moyennement accentués.

Les valeurs du rapport SiO_2/Al_2O_3 sont égales ou supérieures à 3,2 sur l'ensemble du profil et atteignent 4,7 dans la zone d'altération aréniforme, au contact de la roche-mère. Si l'on compare cette dernière valeur à celles qui sont obtenues pour l'horizon homologue des sols de l'ensemble amont, comprises entre 3,1 et 3,4, on voit, une fois de plus, que l'influence de la roche-mère, par l'intermédiaire du matériau originel, détermine étroitement les caractères géochimiques. La spectrographie des argiles confirme les données de l'analyse chimique; la montmorillonite est exclusive de la base au sommet du profil. La kaolinite n'est présente qu'à l'état de traces.

Le complexe absorbant est saturé dès 50 cm de profondeur. En surface, le taux de saturation atteint 89 % pour un pH de 6,65. Le calcium et le magnésium constituent presque toute la charge cationique.

Si les données morphologiques, analytiques et minéralogiques permettent de classer ce profil dans les vertisols, il semble toutefois utile d'effectuer les remarques suivantes.

— Les pourcentages d'argile indiquent une certaine éluviation du sommet du profil : bien que l'indice d'entraînement, de 1/1,35 soit inférieur à la norme généralement requise pour retenir une différenciation texturale, l'écart présenté par les pourcentages extrêmes d'argile atteint près de 13 % entre la surface et 70 cm de profondeur où nous notons le maximum.

— Quelques concrétions pisolitiques et de petits nodules calcaires se développent à la base du profil. On peut voir dans leur présence, la marque d'une certaine hydromorphie. Les pourcentages d'hydroxydes de fer totaux confirment cette tendance à la redistribution, avec 6,7 % en surface et 10,4 % au niveau du maximum d'argile.

— Les valeurs du rapport C/N, de 18 au moins sur tout le profil, dénotent une assez mauvaise évolution de la matière organique malgré l'abondance d'alcalino-terreux et la forte liaison avec la matière minérale.

Ces observations montrent que dans les vertisols, nous retrouvons, bien qu'estompées, les tendances des paravertisols à évoluer vers des sols ferrugineux : abaissement du taux d'argile au sommet du profil et redistribution du fer.

Sur l'ensemble de cette section médiane de la séquence, tous les sols présentent un profil très semblable à l'exemple décrit. La concentration calcaire est la seule différenciation sensible. Toujours localisée à la base des profils, elle est plus importante pour les termes inférieurs de cette section où dans l'horizon (B)C le pourcentage de calcaire total atteint 8 contre 1,2 % pour le profil 2789. Il est très difficile de se prononcer sur la cause de cette redistribution : les caractères d'hydromorphie ne sont pas plus nets qu'en amont et on voit mal comment un apport latéral aurait pu s'effectuer dans des sols aussi imperméables. Quoi qu'il en soit, cette abondance du calcaire influe sur la structure qui devient plus fine et passe localement à grumosolique sur une assez grande partie du sommet des profils.

3 LE TROISIÈME ENSEMBLE : PARAVERTISOLS ET SOLS HYDROMORPHES

Dans le troisième ensemble de la séquence, les faciès lithologiques sont très voisins de ceux de la partie amont. Nous y retrouvons les mêmes paravertisols mais ceux-ci ne sont pas exclusifs. Ils sont accompagnés de sols hydromorphes à très abondante redistribution de calcaire et dont un exemple est donné par le profil *2792*.

0 - 22 cm : *horizon A_1-g : très petites zones mal délimitées, gris (10 YR 4/1), gris clair (10 YR 5/1) et brunâtre (10 YR 4/2); finement sableux; pas d'éléments grossiers; particulaire à massif, à tendance nuciforme assez fine; meuble, assez nombreuses racines — passage rapide, souligné par une fente de retrait horizontale.*

22 - 37 cm : *horizon A-(B)-g; noir à brun noirâtre (10 YR 3/1,5) avec quelques petites taches mal délimitées, brun-rouille (10 YR 4/4); argilo-sableux avec ségrégation de sables sur les faces structurales; très rares éléments grossiers; petits graviers de quartz anguleux, jaunis et petites concrétions pisolitiques noirâtres; structure polyédrique assez large; cohésion d'ensemble très forte; très rares racines — passage très progressif.*

37 - 90 cm : *horizon (B)-g; vert-gris (5 Y 5/2) avec de petites taches gris foncé (5 Y 4/1) et des mouchetures brun-rouille (10 YR 4/4) nombreuses; argileux à argilo-sableux; plastique à l'état humide; autres caractères identiques à ceux de l'horizon sus-jacent — passage assez progressif.*

90 - 170 cm : *horizon B_3ca-g; accumulation calcaire et manganésifère; les nodules, assez petits jusqu'à 120-130 cm, peuvent, en dessous de cette profondeur, atteindre 7 cm; ils sont accompagnés de quelques graviers de quartz; la matrice est vert-gris (5 Y 5/2) avec de nombreuses petites taches noires plus ou moins indurées (5 Y 2/1); argileux; plastique à l'état humide; structure très finement polyédrique; friable à l'état sec, grâce à la présence de nombreux nodules; cohésion d'ensemble : assez forte; pas de racines — limite brutale.*

en dessous de 170 cm : *horizon C; roche-mère altérée, tendre à structure conservée, se résolvant en une arène plus ou moins argileuse, à feldspaths, amphiboles et biotite mordorée; quelques zones plus argileuses, où la structure de la roche n'est plus reconnaissable, sont visibles au sommet de l'horizon mais disparaissent rapidement en profondeur.*

Le caractère hydromorphe de ce profil est traduit dans les deux horizons supérieurs par la présence de taches. Celles-ci indiquent une assez nette redistribution de sesquioxydes de fer. Toutefois, deux faits tempèrent la valeur de ce diagnostic. Le rapport fer libre / fer total ne dépasse pas 0,55 et les valeurs du rapport C/N ne sont que de 15,6 en surface et de 12 à 30 cm de profondeur. La matière organique est, d'autre part, peu abondante, ce qui semble signifier que son évolution et, en particulier, sa minéralisation, n'est pas freinée d'une manière sensible.

Plus en profondeur, et surtout dans l'horizon B_2ca, la couleur vert-gris de la matrice ne traduit pas nécessairement le développement de la gleyification, c'est-à-dire la libération du fer sous forme ferreuse. Nous avons, ici, plutôt affaire à un matériau riche en montmorillonites ferrifères, comme l'indiquent les valeurs du rapport $SiO_2/Al_2O/$ (3,78 et 4,49 respectivement à 105 et 150 cm de profondeur) et les déterminations minéralogiques des argiles. Ces dernières montrent que la montmorillonite est exclusive en dessous de 90 cm de profondeur. Dans les horizons supérieurs elle est accompagnée de métahalloysite dont les pourcentages ne dépassent pas 20. Le confinement apparaît dès les premières zones d'altération de la roche et traduit l'extrême ralentissement du drainage.

Mais le caractère le plus notable du profil est l'abondante concentration de calcaire sour forme de nodules. La situation en bas de pente, dans une zone facilement engorgée rend très plausible l'hypothèse d'un apport oblique. Cependant, quelques faits s'opposent à cette explication.

— Les profils de l'amont, situés à quelques dizaines de mètres au plus, renferment un pourcentage de nodules beaucoup moins élevé, qui ne représente que 8 à 15 % de la masse totale d'un horizon de faible épaisseur (inférieure à 10 cm). La très forte concentration de calcaire du profil 2792 apparaît donc brusquement au long de la séquence. Elle ne correspond, d'autre part, à aucune modification des propriétés physiques et physico-chimiques du matériau d'accueil. Celui-ci est identique au matériau que l'on retrouve aux mêmes profondeurs, dans tous les profils de cet ensemble aval de la séquence. On imagine alors difficile qu'un éventuel transit de calcium n'ait pas marqué davantage les sols au sein desquels il se serait effectué pour donner lieu brusquement à une telle accumulation.

— L'imperméabilité des matériaux, déjà soulignée à propos des vertisols, semble sur toute cette séquence, s'opposer à un mouvement d'une telle ampleur. Aucune donnée chiffrée de la perméabilité n'est disponible mais l'observation en saison des pluies, au cours de l'ouverture des tranchées, indique que les mouvements obliques de l'eau ne sont guère sensibles à l'intérieur des profils. Ils s'effectuent par ruissellement superficiel ou tout au plus en profondeur, par lent ressuyage des horizons les plus superficiels.

— Enfin, le soubassement apparaît exercer une influence assez déterminante. En effet, à quelques dizaines de mètres de l'alignement des profils étudiés, des rigoles d'érosion ont entaillé les sols jusqu'à leur roche-mère, laissant apparaître des coupes continues. Nous pouvons alors remarquer que tout passage de faciès leucocrates et en particulier aplitiques vers des faciès basiques riches en amphiboles et en biotite se marque immédiatement, à la verticale, par l'apparition d'abondants nodules calcaires. On peut en déduire, qu'associé au confinement, un certain pourcentage-seuil de calcium dans la roche mère est nécessaire au développement d'un horizon de concentration calcaire. L'influence de la roche-mère transparaît également si nous comparons entre profils, la profondeur du plancher d'altération d'une part et la puissance ainsi que l'intensité de la concentration calcaire d'autre part. Nous observons qu'elles varient parrallèlement. La surface du terrain est très régulière et nous pouvons voir dans la plus grande épaisseur de certains profils, plutôt la marque d'un approfondissement localisé du plancher d'altération que celle d'une érosion superficielle des autres sols. Nous pourrions donc interpréter ce parallélisme par le fait que, localement, en un temps donné, une plus importante quantité de calcium a été libérée de certaines zones du substrat, plus riches en éléments solubles et donc plus facilement altérables. On retrouverait ici, la notion de seuil critique de concentration nécessaire à la précipitation du carbonate de calcium.

C Les traits d'ensemble de la séquence

Du sommet jusqu'à sa base, cette séquence se développe dans le complexe pédologique des bas glacis, caractérisé par la dominance de la montmorillonite. Les profondeurs atteintes par le plancher d'altération sont partout très faibles, inférieures à 1,70 m et des minéraux altérables fragiles se maintiennent très haut dans la plupart des profils. Toutes ces formations pédologiques sont jeunes et les différenciations latérales procèdent principalement de la nature des roches-mères.

Le facteur qui imprime une morphologie caractéristique est l'engorgement temporaire marqué de certains sols situés en bas de pente. Néanmoins, cette hydromorphie ne semble pas tout à fait indépendante de la roche-mère puisqu'elle se traduit irrégulièrement, seulement pour les profils où l'altération a progressé plus facilement en profondeur, aux dépens de passées plus basiques.

On retrouve, quoique de manifestation modeste, et même discrète dans les vertisols, les deux grands processus pédologiques observés dans les toposéquences précédentes; l'éluviation de l'argile dans les horizons supérieurs et la formation de concrétions ferrugineuses. Les paravertisols du sommet présentent, par ailleurs, une évolution qui les fait se rapprocher des sols ferrugineux à concrétions du faciès mince.

Enfin, bien que moins abondants en général, les gravats quartzeux anguleux ou émoussés, s'observent dans tous les sols, comme dans ceux des deux toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim. Mais ils ne constituent pas une nappe d'éléments grossiers bien individualisés et leur présence n'entraîne aucune discontinuité morphologique dans les profils. La raison en est très vraisemblablement dans le brassage interne propre aux matériaux riches en argiles gonflantes.

IV LA SÉQUENCE D'ADELI : QUASI-EXCLUSIVITÉ DE LA MONTMORILLONITE DOMINANCE DE SOLS PEU ÉVOLUÉS RÉGOLIQUES

(Fig. 21 h.-t.)

Le survol des principaux types de séquences de sol se terminera par celle d'Adéli, étudiée à environ 6 km au Nord-Est d'Anié sur la piste de Kolokopé.

Le soubassement est un gneiss à biotite et amphibole du groupe d'Anié, sans grande variation de faciès malgré quelques petites intercalations plus basiques de hornblendite. Dans le tiers inférieur de la séquence, le matériau originel est constitué d'un complexe alluvio-colluvial peu différent, dans sa minéralogie, des horizons (B) des sols de l'amont.

— Cette séquence s'étend sur 1 300 m pour une dénivelée totale de 19 m. La pente générale est de 1,4 à 1,5 %. L'altitude du sommet, de 185 m, est nettement inférieure à celle d'Agodjolo o. Le niveau de base local, le Mono, est distant de 6 km environ. Le profil topographique en long est très légèrement convexe au sommet et concave à l'aval ,dans les 700 derniers mètres. La moitié inférieure de cette section concave est couverte par le complexe alluvio-colluvial dont l'épaisseur est généralement supérieure à celle des sols situés plus haut sur le versant. Ce complexe repose généralement en discontinuité sur le soubassement. Celui-ci présente de nombreux signes de rabottage antérieur.

Cette séquence se situe donc dans un paysage adouci, très surbaissé par rapport aux précédentes. L'érosion a beaucoup plus affecté cette région et nous pouvons penser qu'elle s'est poursuivie avec vigueur jusqu'à une époque très récente, comme le témoigne la fréquence des affleurements rocheux. Il est alors intéressant de voir comment les sols ont évolué dans ce cadre très rajeuni et quelles tendances ils présentent.

A Les sols

Trois ensembles de sols se répartissent inégalement le long de la séquence :
— les sols peu évolués d'érosion régoliques dans un matériau vertique;
— les sols ferrugineux lessivés à concrétions, plus ou moins hydromorphes, du faciès mince;
— les sols peu évolués d'apport, également dans un matériau plus ou moins vertique.

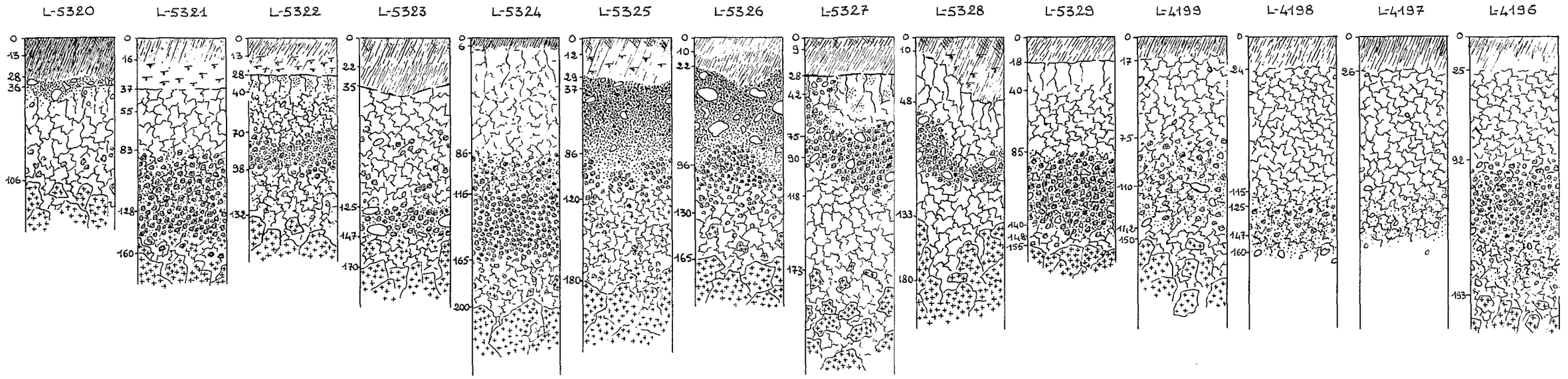


FIG. 21. — Schéma figuratif de la toposéquence d'Adéli.

1 LE PREMIER ENSEMBLE : LES SOLS PEU ÉVOLUÉS RÉGOLIQUES DANS UN MATÉRIAU VERTIQUE

Les sols du premier ensemble couvrent une grande partie des deux tiers supérieurs de la séquence. Ils sont très voisins des sols régoliques d'Akabassim. Aussi, ne sera présenté que le profil *5322* qui se distingue par certains caractères d'halomorphie.

0 - 13 cm : *gris légèrement brunâtre (5 Y 3/1,5) avec quelques zones nettement éclaircies; sableux; pas d'éléments grossiers; particulaire à massif; meuble; racines peu nombreuses — passage rapide.*

13 - 28 cm : *gris moyennement soutenu (5 Y 4,5/1) avec de nombreuses petites zones blanchâtres (5 Y 6,5/1) peu humifères, et quelques taches mal délimitées, ocre-rouille clair (2,5 Y 5/5); texture identique à celle de l'horizon supérieur; aucun élément grossier; massif avec quelques fines fentes de retrait verticales; cohésion d'ensemble un peu plus affirmée; fine porosité tubulaire; racines peu nombreuses — passage brutal à l'horizon sous-jacent, souligné par une fente de retrait horizontale.*

28 - 40 cm : *gris foncé très légèrement verdâtre (5 Y 2/1,5); argilo-sableux; quelques amphiboles visibles; éléments grossiers rares, représentés par de petites concrétions semi-pisolitiques à fine pellicule ocre, localisées au sommet de l'horizon; structure prismatique de taille moyenne, à sous-structure polyédrique; le sommet des prismes est légèrement blanchi et plus sableux; très forte cohésion d'ensemble et des unités structurales; fines racines peu abondantes — passage très progressif.*

40 - 70 cm : *vert-gris (5 GY 5/1); même texture que celle de l'horizon sus-jacent; structure polyédrique assez fine; la cohésion d'ensemble et des unités structurales est sensiblement moins forte que plus haut dans le profil; les racines se raréfient en profondeur — passage assez rapide, mais irrégulier pour l'apparition de la concentration calcaire.*

70 - 98 cm : *concentration calcaire relativement intense, sous forme de nodules pouvant atteindre 3,5 cm; ceux-ci sont accompagnés de quelques petits cailloux et graviers de quartz plus ou moins émoussés ou anguleux ainsi que par de petites concrétions ferrugineuses noirâtres et tendres; les caractères de la matrice sont identiques à ceux de l'horizon sus-jacent; pas de racines — passage rapide mais irrégulier.*

98 - 132 cm : *vert-gris clair (5 GY 5,5/1); argileux à argilo-sableux; éléments grossiers extrêmement rares : nodules calcaires et petites concrétions tendres; nombreux grains d'amphiboles et de feldspaths visibles dans tout l'horizon; structure polyédrique de taille moyenne à fine avec des ébauches de petites faces obliques de glissement; cohésion d'ensemble assez peu marquée; pas de racines — passage assez rapide mais irrégulier.*

en dessous de 132 cm : *gneiss mésocrate à mélanocrate, riche en amphiboles, à structure conservée, rares petites zones d'argilification.*

Tous les sols de cet ensemble sont constitués d'un matériau géochimiquement peu évolué, directement originaire de l'altération du gneiss sous-jacent. Les déterminations minéralogiques des argiles montrent que, partout, la montmorillonite est pratiquement exclusive. A partir des zones d'argilification qui se développent au sein de la roche-mère, le matériau ne présente guère de modifications jusqu'à la base de l'horizon superficiel éluvié et les minéraux altérables, ferromagnésiens et plagioclases, restent abondants.

Les deux modifications les plus notables et les plus constantes du matériau d'altération portent sur la structure et sur la couleur. En direction du sommet du profil, la structure s'élargit, devient polyédrique puis prismatique tandis qu'apparaissent quelques faces obliques de glissement et que la cohésion des unités structurales s'accroît. Au sommet du profil, la couleur s'assombrit et ressemble beaucoup à celle des vertisols. Ces sols présentent donc une fréquente tendance vertique.

Il est très malaisé de préciser le sens des départs d'argile de l'horizon superficiel. On ne peut, en effet, observer d'indices de redistribution dans ces matériaux où il est probable que l'argilification des minéraux primaires se poursuit sur toute la hauteur des profils. Il est d'autre part, difficile de retenir comme probable l'hypothèse d'une origine colluviale pour l'horizon sableux superficiel. Celui-ci ne présente dans son épaisseur, aucune variation en fonction de la situation topographique ou des détails du micro-modelé. Il est plus vraisemblable de voir dans l'individualisation de cet horizon de surface, le résultat d'une exportation sélective des particules les plus fines par le ruissellement.

On constate, avec l'exemple du profil 5322, qu'une certaine dégradation d'ordre textural, affecte le sommet des prismes, juste sous l'horizon éluvié. Il n'est pas exclu de voir dans cette morphologie, une

tendance vers la solodisation, d'autant plus que des zones blanchâtres apparaissent dans l'horizon superficiel. De fait si le rapport (Na + K) / T %, de 10,2 à ce niveau du profil est inférieur à la valeur de 15 généralement retenue comme seuil d'alcalisation, il s'élève à 26 dans l'horizon sous-jacent. Ce profil réalise dans cette séquence à dominance de sols régoliques, un intergrade vers les sols à alcalis à tendance solodique.

Bien que modeste, le concrétionnement des sesquioxydes de fer apparaît dans le matériau vertique de tous ces sols. Il se traduit le plus souvent par la formation de petites concrétions tendres, à noyau noirâtre et à cortex de teinte brunâtre. Ces concentrations ferrugineuses se développent préférentiellement dans les zones les plus riches en gravats quartzeux.

La redistribution du calcaire est plus généralisée que dans la séquence d'Agodjololo. Il est, comme pour les mouvements d'argile, très délicat de se prononcer sur l'origine de ces concentrations. Néanmoins quelques remarques peuvent être effectuées :

— Les plus fortes concentrations de calcaire s'observent dans la moitié supérieure de la séquence. On ne peut donc relever d'indice de redistribution latérale.

— C'est dans les niveaux de gravats quartzeux que l'on relève comme pour les concrétions ferrugineuses, les plus importants pourcentages de nodules calcaires. Il n'existe, cependant, aucune relation quantitative entre les gravats et les nodules et l'on ne peut supposer que ces derniers soient d'origine résiduelle ou détritique.

— La concentration de calcaire apparaît entretenir une relation étroite avec le pourcentage de calcium de la roche-mère. La figure 22 permet de comparer les variations de la teneur en calcium de l'horizon C, dépourvu de calcaire, et la quantité de nodules, par unité de surface, dans les profils. Cette comparaison porte sur toute la partie de la séquence qui n'est pas couverte par le complexe alluvio-colluvial On observe que, sans respecter une proportionnalité rigoureuse, les variations des deux valeurs s'effectuent dans le même sens d'un profil à l'autre.

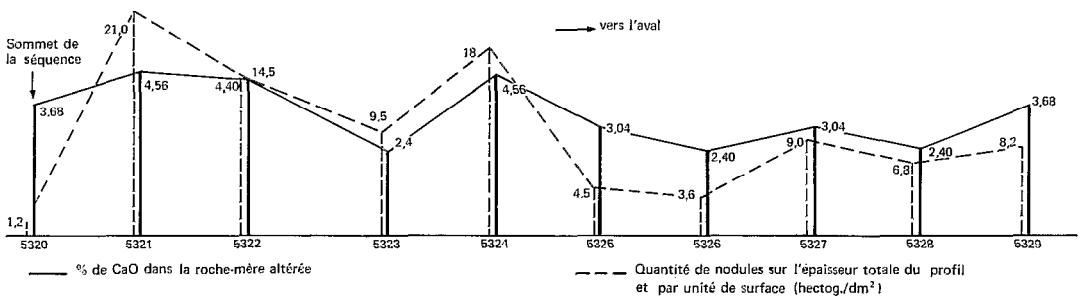


FIG. 22. — Liaison entre l'abondance des nodules calcaires et le pourcentage en CaO de la roche-mère

On peut, dans ces conditions, envisager que les concentrations calcaires se sont développées sur place, à partir du calcium fourni, dans chaque profil, par le matériau originel, sans redistribution sensible dans le paysage.

Enfin, l'hydromorphie temporaire est pour cet ensemble de sols, un autre facteur de différenciation des profils. Elle reste toutefois discrète et se résume à l'apparition, dans les horizons supérieurs éluviés, de taches de redistribution ferrugineuse sans parvenir à la segrégation sous forme de nodules ou de concrétions.

Dans tous ces sols, se manifestent donc des phénomènes divers : éluviation de l'argile du sommet des profils, concrétionnement des hydroxydes de fer, redistribution du calcaire, développement d'une morphologie vertique, halomorphie, hydromorphie. Aucune tendance évolutive ne semble cependant assez prononcée pour différencier les profils entre eux, en direction de tel ou tel grand groupe de la classification. Les différences d'un profil à l'autre, sont sous la dépendance de la variation de la roche-mère. Ceci a été observé pour la nodulation calcaire mais d'autres indices peuvent être notés. On peut, par exemple se reporter au profil 5324 qui est développé sur la passée la plus basique. Comme le montre le tableau 6, le substrat présente pour le fer, le calcium et le magnésium, les teneurs maxima. Or, c'est dans ce profil que l'éluviation superficielle de l'argile est la moins marquée, les caractères vertiques sont les plus développés, le plancher d'altération est le plus profond et enfin, que la teneur en calcaire présente la seconde des deux

valeurs les plus élevées de la séquence. A l'inverse, sur la roche-mère la moins basique, là où la somme des éléments (Fe, Ca, Mg) est minima se développent les sols ferrugineux bien typés du second ensemble (profils 5325 et 5326).

TABLEAU 6

Variation des pourcentages de Fe_2O_3, CaO et MgO au sommet de la roche-mère altérée de l'amont vers l'aval de la séquence d'Adéli.

	Profil	5 320	5 321	5 322	5 323	5 324	5 325	5 326	5 327	5 328	5 329
Composition de la roche-mère (altérée)	Fe total (en Fe_2O_3 %)	6,20	6,96	7,10	7,40	8,80	6,60	6,20	6,40	6,80	8,56
	CaO %	3,68	4,56	4,40	2,40	4,56	3,04	2,40	3,40	2,40	3,68
	Mg O %	6,12	5,12	3,88	3,40	7,04	3,28	4,16	5,28	6,40	6,20
	Σ (Fe_2O_3, CaO, MgO)	16,00	16,64	15,38	13,20	20,04	12,92	12,76	14,72	15,60	18,44

2 LE SECOND ENSEMBLE : LES SOLS FERRUGINEUX LESSIVÉS A CONCRÉTIONS, PLUS OU MOINS HYDROMORPHES, DU FACIÈS MINCE

Le second ensemble, constitué de sols ferrugineux, forme une sorte d'enclave au long de la séquence d'Adéli. Il est, comme on vient de le voir, sous la dépendance de roches-mères les plus acides. L'étude des toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim permet d'être bref car elle a permis de présenter les grands traits de ces sols, à savoir le développement d'horizons bien typés d'éluviation argileuse et de concentration des sesquioxydes de fer bien exprimés. Le profil *5326* représentatif de ces sols, présente les caractères suivants.

0 - 10 cm : *horizon A_1 ; gris assez clair à gris-beige (10 YR 5/1,5) ; finement sableux ; pas d'éléments grossiers ; structure massive à particulaire, à tendance nuciforme ; meuble ; nombreuses racines ; passage assez progressif et irrégulier.*

10-[22-42] cm : *horizon A_{1-2} ; gris à gris-brunâtre (10 YR 4,5/1) ; massif, cohésion peu marquée ; racines peu nombreuses ; autres caractères semblables à ceux de l'horizon sus-jacent ; passage irrégulier, progressif pour la fraction fine, rapide pour l'apparition des éléments grossiers.*

[22-42]-96 cm : *horizon Bfe ; très forte concentration ferrugineuse figurée par des concrétions semi-pisolitiques, accompagnée de graviers et de cailloux de quartz émoussés ou, plus rarement, anguleux et pouvant atteindre 10 cm ; jusqu'à 40 cm, la matrice est noirâtre à brunâtre (10 YR 3/1,5) et passe progressivement d'argilo-sableuse grossière à argileuse, de structure massive à nette tendance polyédrique-arrondie ; en dessous de 40 cm, la couleur est gris-bleuté (5 Y 5/1) à vert-gris clair (5 GY 5/1), la texture est argileuse, plastique à l'état humide et la structure est massive à finement polyédrique ; cohésion d'ensemble assez marquée ; racines très rares ; passage assez rapide.*

96-130 cm : *horizon Bca ; vert-gris (5 GY 4,5/1) ; argilo-sableux ; les nodules calcaires, assez nombreux, sont les seuls éléments grossiers ; structure polyédrique de taille moyenne ; cohésion d'ensemble assez forte ; passage progressif.*

130-165 cm : *horizon (B)-C ; vert-gris (5 GY 5/1 à 5 Y 4/1) ; argilo-sableux ; pas d'éléments grossiers sauf quelques fragments de roche-mère en voie d'altération ; structure polyédrique de taille moyenne ; passage rapide.*

en dessous de 165 cm : *horizon C; gneiss mésocrate altéré à structure conservée, avec des zones et des veines argilo-sableuses.*

Nous noterons que, malgré la différenciation du profil, l'évolution minéralogique de la fraction fine est peu poussée. La phyllite dominante reste la montmorillonite qui représente plus de 70 % des minéraux argileux au sommet de l'horizon Bfe et près de 90 % dans l'horizon sous-jacent. Elle est cependant

moins bien cristallisée dans l'horizon Bfe. Cette coexistence au sein des mêmes horizons, de la montmorillonite, minéral argileux fragile et d'intenses phénomènes de « ferruginisation » mérite d'être soulignée. Elle permet de penser que, dans la succession des différents stades de transformation du matériau originel, l'individualisation d'un sol ferrugineux peut s'effectuer rapidement.

3 LE TROISIÈME ENSEMBLE : LES SOLS PEU ÉVOLUÉS D'APPORT DANS UN MATÉRIAU PLUS OU MOINS VERTIQUE

Le troisième ensemble est semblable au premier dont il est dérivé par un transport effectué à courte distance. On notera les caractères les plus distinctifs.

— Les signes d'hydromorphie, avec la présence de petites taches rouille ou brun-rougeâtre ,sont nettement plus fréquents que dans les sols précédents.

Cette hydromorphie n'est que temporaire et marque principalement le sommet des profils. Plus profondément, le matériau, de couleur vert, vert-gris ou gris, a l'apparence d'un gley mais les tests au ferricyanure de potassium ne permettent de relever la présence de fer ferreux qu'à l'état de traces très éparses. Les segrégations ferrugineuses auxquelles donne lieu l'hydromorphie temporaire du sommet du profil restent très discrètes. Elles aboutissent très rarement à la formation de concrétions. Ces dernières semblent ne pouvoir se développer que plus bas dans le profil et de façon presqu'exclusive dans les zones de quartz grossiers. Ces concrétions sont beaucoup plus rares que dans les deux ensembles de sols situés plus en amont de la séquence.

— Les concentrations calcaires sont également plus modestes, sauf à proximité de l'axe de drainage. On peut voir dans cette localisation, la conséquence de la submersion en saison pluvieuse, par les eaux de drainage d'un bassin versant qui s'étend en entier sur des roches basiques. C'est, en définitive, le seul apport latéral que l'on puisse déceler dans la séquence. Comme les concrétions ferrugineuses, les nodules calcaires s'observent d'une manière préférentielle dans les zones de gravats quartzeux.

— Les quartz grossiers, graviers et cailloux anguleux ou plus ou moins émoussés, sont partout moins abondants que dans les sols de l'amont. Il semble logique qu'il en soit ainsi, car nous sommes essentiellement dans ce domaine, en présence d'une sédimentation ou d'un colluvionnement argilo-sableux. La compétence des agents d'apport de telles formations ne peut assurer au même titre, le déplacement de fractions aussi grossières que celles de graviers et cailloux.

— Les profils présentent des teneurs en minéraux altérables assez constantes de la surface jusqu'à la roche. Cette homogénéité est la conséquence du brassage au cours du transport.

— Enfin l'épaisseur de l'horizon sableux superficiel est particulièrement constante. Ce caractère n'est guère en faveur d'une origine sédimentaire, étant donné les variations de la situation topographique et du micro-modelé. Il faudrait donc voir dans cet horizon plutôt la marque d'une éluviation, comme pour les sols considérés en place, plus haut sur la séquence.

B Les traits d'ensemble de la séquence

Avec cette séquence, nous sommes dans un milieu très différencié, géochimiquement peu évolué. Les tendances pédologiques multiples ne s'affirment que sous la dépendance étroite de la roche-mère. Ce dernier comportement nous permet, une nouvelle fois, d'apprécier l'importance de la nature du substrat. Aucune variation progressive n'apparaît s'effectuer en fonction de la topographie pour quelque phénomène que ce soit. Ceci concorde avec l'imperméabilité des matériaux, qui s'oppose à la redistribution par circulation « hypodermique ».

La quasi-exclusivité de la montmorillonite confirme le caractère de jeunesse du modelé, déduit de l'analyse du paysage. Il faut toutefois souligner que l'individualisation de sols ferrugineux peut se réaliser avant que les montmorillonites ne soient complètement altérées. Dans la série de toutes les transformations que peut subir le matériau d'altération, la libération et la concentration des hydroxydes apparaît donc précocement. Ceci rejoint les conclusions de FAUCK (1963) qui évalue à quelques centaines d'années, le temps nécessaire à la formation des premières concrétions.

V CONCLUSION

A Les facteurs de distribution des grands groupes de sols dans le paysage

Nous venons de voir, au long de quatre toposéquences comment s'associent les sols en fonction de la topographie et des roches-mères. Dans cette région, ces deux facteurs paraissent déterminants puisque le climat ne diffère pas sensiblement d'une séquence à l'autre. L'influence de la végétation n'est que difficilement appréciable car, depuis des temps plus ou moins longs, interviennent les dégradations anthropiques.

Nous sommes partis d'une séquence qui entaille le système des hauts glacis et nous sommes arrivés avec les deux dernières, aux régions du socle les plus récemment remodelées. De séquence en séquence, nous avons vu les sols et matériaux ferrallitiques céder le pas aux sols ferrugienux tropicaux puis à des sols à profil peu différencié où dominent des minéraux argileux 2/1 et, en particulier, la montmorillonite. Ces sols peuvent être classés pour la plupart, dans le sous-groupe peu évolué régolique ou dans les paravertisols et vertisols. Initialement cantonnés à une frange étroite le long des axes de drainage, ils finissent par s'observer jusqu'au sommet des versants.

Si nous mesurons la distance de chacune de ces toposéquences au niveau de base local, nous observons la gradation suivante.

— La toposéquence de Kpadégan est située à 45 km à vol d'oiseau du Mono, sur les marges du bassin versant de ce fleuve; aucun affluent important ne passe à proximité.

— La toposéquence d'Akabassim est drainée par un ruisseau qui conflue, après 2 km, avec la rivière Anié. Celle-ci est un important affluent du Mono dans lequel elle se jette à 28 km plus au Sud-Est.

— Les toposéquences d'Agodjolo et d'Adéli sont drainées par des ruisseaux qui se jettent dans le Mono après seulement quelques kilomètres de parcours.

Ainsi nous voyons que *la succession sols ferrallitiques, sols ferrugineux, sols à montmorillonite est étroitement liée à la distance au niveau de base, moteur de l'évolution géodynamique des versants.* Ceci est d'autant plus net que les caractères topographiques des quatre séquences sont semblables. Le modelé du profil en long et l'extension des versants dans les deux dimensions sont comparables. La situation sur les versants n'est donc pas déterminante sur la répartition des différents groupes de sols.

Il est nécessaire, ici, de situer ces toposéquences dans le cadre géographique en fonction du temps. En effet, nous avons vu que les paysages du Togo avaient été façonnés par plusieurs phases morphogénétiques. Les interfluves les plus distants des niveaux de base sont les plus anciens. Les plus proches et les plus bas sont les plus récents. C'est ainsi que la distance aux niveaux de base peut traduire l'ancienneté des surfaces. Les sols qui recouvrent un versant correspondent à des périodes d'autant plus prolongées que le niveau de base est éloigné et que les actions de rajeunissement ont été freinées. Inversement, les versants situés tout près du niveau de base sont récents et les sols qui les recouvrent sont le fruit d'une brève histoire.

A cette optique chronologique vient s'ajouter le rôle très important des roches-mères, rôle maintes fois souligné dans l'étude des toposéquences. Nous remarquerons, cependant, que les variations des roches-mères se marquent, comme il est normal, d'autant plus que les sols sont jeunes et moins évolués, c'est-à-dire plus proches du pôle montmorillonitique de la succession.

Le façonnement des versants par les différentes phases d'érosion et le contrôle des roches-mères, en climat assez constant, voici les facteurs qui règlent la répartition des sols dans le paysage.

B Les différents types de toposéquence à l'échelle du socle

La toposéquence virtuelle générale présentée au début de la seconde partie de cette étude suppose, au cours de l'évolution du paysage, la réunion des conditions suivantes.

— Des témoins du haut glacis, et surtout les altérations et les sols ferrallitiques qui leur sont liés, ont pu être préservés.

— La dissection du haut glacis a conduit au façonnement de versants à pente faible dont le bilan du couple altération-érosion a permis le développement de sols aux dépens de matériaux assez profonds et riches en minéraux altérables. Ces facteurs semblent essentiels pour la formation des sols ferrugineux. Le matériau originel doit, en effet, être assez profond pour que la différenciation puisse s'effectuer en fonction d'une certaine hydromorphie d'engorgement. D'autre part, une richesse suffisante en minéraux altérables est requise pour que l'évolution ne soit pas « figée ». On peut, à ce propos, observer que dans les matériaux très anciens, très évolués du point de vue géochimique, la différenciation des profils de sols ferrugineux semble freinée et limitée principalement aux horizons superficiels. C'est du moins ce que l'on peut conclure quand on compare, au Togo, le smatériaux sidérolitiques du Continental Terminal mis en place au Tertiaire et les matériaux riches en minéraux altérables des glacis les plus récents.

— Une assez récente reprise d'érosion a fait affleurer en bas de pente, des zones d'altération très riches en silice et en bases. Dans ces matériaux ont pu se développer des sols caractérisés par l'abondance de minéraux argileux 2/1 et dont la différenciation du profil reste actuellement peu poussée. A mesure de l'enfoncement du réseau hydrographique, l'amélioration du drainage, qui est résultée à l'amont de cet ensemble a permis l'apparition des sols ferrugineux du faciès mince. Sur les passées les plus riches en ferromagnésiens, ont pu se former des vertisols.

— Une phase récente de stabilité a conduit à l'accumulation, en bordure des cours d'eau, de formations alluviales ou colluviales dont l'évolution est dominée jusqu'au sommet des profils, par l'hydromorphie.

Dans la plupart des cas, toutes ces conditions n'ont pas été réunies. Sur la majeure partie du socle, l'incision des vallées puis l'ajustement des versants et l'abaissement général du relief ont fait disparaître tout témoin du haut glacis. Les travaux de cartographie ont confirmé que cette disparition dépendait partout, de la proximité du niveau de base local (fleuve ou rivière importante) et de l'Océan, niveau de base général (fig. 23). De la source vers l'embouchure de l'axe de drainage principal qu'est le fleuve Mono, les témoins du haut glacis et les sols ferrallitiques qui les caractérisent, s'étendent sur des superficies de plus en plus faibles et disparaissent souvent des interfluves. Aux abords de la région montagneuse, la fréquence du cuirassement a permis la sauvegarde d'asez vastes lambeaux du haut glacis, bien que la puissance des horizons indurés soit, en général, inférieure à 2 m. Dans le Sud-Est du socle, aux abords de l'océan, cette tendance à la disparition présente d'assez remarquables exceptions. De nombreux vastes témoins subsistent, en effet, dans les régions de Kevé, Gapé-Agbélouvé, Tsagba et Kpékplémé. Leur ensemble présente la particularité de s'aligner selon la direction structurale générale du socle et sur une même formation lithologique : les migmatites du groupe Kra. Ceci permet, au passage, de souligner encore une fois, l'influence de la roche-mère.

Inversement, c'est vers le Sud que prennent de plus en plus d'importance tous les autres sols. En particulier ceux du faciès ferrugineux mince et du complexe à montmorillonite dominante occupent une proportion croissante de la base des versants. Nous les voyons apparaître entre Sokodé et les Monts Togo en minces liserés le long des cours d'eau. Mais ce n'est qu'au Sud de la latitude 8° 30′ qu'ils représentent une composante notable du paysage pédologique. Le tableau 7 traduit, pour diverses latitudes, l'importance de la remontée de ces sols sur les versants. Dans ce phénomène, interfèrent l'éloignement du niveau de base local, la distance par rapport à l'Océan et la compétence de l'axe de drainage. Nous voyons par exemple, en comparant les toposéquences de Tétéou et de Nyitoé-Zoukpé, directement drainées par le niveau de base local, que cette remontée est plus importante pour le puissant fleuve Mono que pour le petit cours d'eau côtier Todjé.

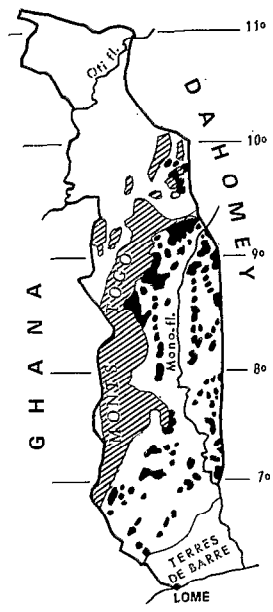


FIG. 23. — Répartition des principaux témoins du haut glacis et des sols ferrallitiques qu'ils supportent.

Entre les deux pôles géochimiques, géomorphiques et géographiques que représentent les sols ferrallitiques d'une part, les sols ferrugineux minces et les sols à montmorillonite d'autre part, les sols ferrugineux profonds, développés pendant une longue période du Quaternaire constituent l'ensemble dominant sur le socle.

Le type le plus fréquent de toposéquence fait succéder en aval :

— des sols ferrugineux très épais, d'abord bien drainés puis à hydromorphie croissante;
— une section beaucoup moins importante, couverte de sols ferrugineux du faciès mince;
— un étroit liseré de sols hydromorphes développés dans des matériaux d'apport riches en sables quartzeux.

TABLEAU 7

Exemples de l'importance prise, en base des versants par la phase morpho-pédogénétique la plus récente.

Situation en latitude	Localité des toposéquences	Niveau de base local et sa distance par rapport à la toposéquence	Dénivelée entre axe de drainage et limite amont sur le versant de l'ensemble des sols ferrugineux du facies mince et/ou des régosols à montmorillonite
entre 8°13′ et 8°27′	Totoï	fleuve Mono 48 km	6 mètres
	Tchébébé	rivière Anié 0,4 km	11 mètres
7°50′	Patala	fleuve Mono 40 km	2 mètres
	Akabassim	rivière Anié 0,8 km	20 mètres
7°00	Djemégni	fleuve côtier Haho 28 km	8 mètres
	Baloué	fleuve côtier Haho 0,8 km	14 mètres
	Tététou	fleuve Mono 0 km	19 mètres
entre 6°40′et 6°50′	Avetonou	fleuve côtier Todjé 29 km	3 mètres
	Nyitoé-Zoukpé	fleuve côtier Todjé 0 km	7 mètres

Profil 2802

données analytiques

Prélèvemt	Profondr (en cm)	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limon fin %	Limon grossier %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-6	A 1	1,46	11,9	7,8	8,1	36,3	35,9
B	15-20	A 1	9,08	10,0	4,6	6,9	38,4	40,2
C	44-51	AB	23,05	24,9	4,6	7,7	25,9	36,9
D	84-91	B_1t-fe	68,75	47,8	2,8	3,1	11,8	34,5
E	128-136	B_2t-fe	52,24	50,5	5,4	6,5	11,9	25,6
F	176-183	B_2t-fe	38,64	42,8	11,0	6,6	14,4	25,2
G	216-227	BC	18,12	51,3	7,5	5,8	11,6	23,8
H	253-262	BC	5,35	45,3	12,6	7,2	16,7	18,2
I	330-340	C_1	Tr.	27,8	13,5	10,7	21,3	28,6
J	430-440	C_1	Tr.	28,1	15,8	8,7	17,0	30,5

Prélèvemt	Matière organ. %	C/N	Bases échang. mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	3,7	19,2	12,72	1,32	0,27	0,10	14,41	18,38	78	6,9	6,5
B	1,2	16,6	3,40	0,81	0,25	0,05	4,51	4,13	saturé	6,3	5,5
C	0,8	13,5	2,23	0,40	0,11	0,07	2,81	9,54	29	5,5	4,6
D	0,8	10,1	3,33	0,26	0,19	0,07	3,85	10,58	36	5,3	4,65
E	0,5	9,2	4,59	0,55	0,22	0,08	5,44	7,65	71	5,7	5,1
F	–	–	3,84	0,24	0,07	0,03	4,18	8,97	47	5,2	4,9
G	–	–	4,25	0,53	0,08	0,03	4,89	10,34	47	5,4	5,2
H	–	–	4,42	0,50	0,06	0,04	5,02	9,19	55	6,0	5,5

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélèvt	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapp. molécul. SiO_2/Al_2O_3
A	78,45	6,34	5,14	2,88	0,86	0,96	0,35	0,23	0,07	0,12	5,21	2,09
B	84,34	3,91	3,31	4,80	0,80	–	–	–	–	0,11	2,71	2,00
C	71,57	9,34	8,42	4,80	0,99	0,72	0,16	–	–	0,13	3,94	2,00
D	46,72	20,01	16,73	8,00	0,75	0,79	0,18	–	–	0,05	7,41	2,03
E	32,84	25,65	22,56	8,80	1,12	0,84	0,10	–	–	0,14	8,89	1,93
F	40,51	22,93	19,07	9,60	0,90	–	–	–	–	0,07	7,06	2,04
G	40,84	21,95	19,68	8,48	0,95	–	–	–	–	0,06	7,72	1,89
H	35,05	24,65	19,89	11,68	1,09	–	–	–	–	0,13	7,55	2,10
I	33,85	25,08	19,91	11,04	1,13	–	–	–	–	0,04	7,62	2,14
J	43,67	21,97	16,75	10,24	0,69	0,47	0,21	0,50	0,12	0,08	6,92	2,22

Profil 2801/1
données analytiques

Prélèvemt	Profondr en cm	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fin %	Limons grossier %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-1	A1	0,25	20,0	8,6	11,1	47,5	12,9
B	1-13	A1	3,04	14,8	5,7	6,6	39,3	33,6
C	18-30	B2fe-quartz	69,20	16,0	5,2	6,5	33,3	39,1
D	42-55	B2fe-quartz	57,50	32,5	5,7	4,8	16,9	40,0
E	91-105	B3fe	22,22	37,2	7,7	7,2	18,1	29,8
F	151-166	B3-fe	19,42	39,1	11,8	9,0	18,1	21,9
G	200-225	B3-fe	17,21	38,5	13,8	11,2	18,6	17,9
H	238-246	B3fe(g)	13,50	40,3	14,4	10,1	18,3	16,8
I	290-307	B3fe(g)	10,07	40,4	16,3	9,1	14,3	19,9
J	390-400	BC	traces	50,4	19,4	8,7	13,9	7,6
K	490-500	BC	0	56,6	17,3	9,6	11,7	4,8
N	832-852	C1	0	33,0	27,1	14,4	22,8	2,7

Prélèvemt	Matière organ. %	C/N	Bases échangeab. méthode				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	7,4	12,5	20,53	1,59	0,34	0,10	22,56	23,76	95	7,0	6,5
B	4,7	13,1	11,84	0,99	0,09	0,05	12,97	13,39	97	6,9	6,4
C	1,85	12,2	4,06	0,67	0,06	0,01	4,80	5,45	88	7,4	6,4
D	0,8	13,7	4,05	1,96	0,42	0,02	6,45	6,39	saturé	7,3	6,3
E	0,5	11,0	3,64	2,30	0,21	0,01	6,16	9,39	66	7,0	6,1
F	-	-	3,43	0,71	0,04	0,01	4,19	8,40	50	5,7	5,3
G	-	-	4,35	1,05	0,04	0,03	5,47	10,26	53	6,0	5,4
H	-	-	4,52	1,26	0,02	0,03	5,83	10,28	57	6,05	5,35
I	-	-	4,61	1,54	0,02	0,04	6,21	10,27	60	6,1	5,8
J	-	-	15,05	8,18	0,08	0,17	23,38	29,78	79	—	—

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélèvt	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapport molec. SiO_2/Al_2O_3
A	63,01	9,18	7,88	5,84	1,80	1,06	0,36	0,21	0,07	0,11	10,20	1,97
B	65,49	8,98	7,81	6,32	1,63	0,94	0,21	0,21	0,15	0,12	7,50	1,95
C	58,27	12,41	10,68	8,64	1,80	—	—	—	—	0,24	5,69	1,97
D	23,83	24,72	21,71	17,84	1,31	0,55	0,35	0,31	0,19	0,27	9,25	1,93
E	12,96	28,92	24,71	21,20	1,43	0,60	0,25	0,31	0,19	0,23	10,29	1,98
F	13,80	25,84	23,63	21,84	1,50	0,56	0,28	0,29	0,18	0,25	10,01	1,85
G	13,73	26,48	23,61	22,48	1,69	0,51	0,30	0,28	0,20	0,20	9,35	1,90
H	11,48	29,45	24,21	22,00	1,82	0,65	0,17	0,28	0,18	0,18	10,12	2,06
I	9,00	30,29	23,01	25,04	2,27	0,48	0,36	0,25	0,19	0,05	9,97	2,23
J	8,07	34,65	22,92	20,24	2,81	0,94	0,48	0,18	0,18	0,03	9,70	2,56
K	8,90	38,62	19,83	18,88	2,42	1,30	0,67	0,18	0,11	0,07	9,41	3,30
N	18,54	40,08	16,02	15,04	2,40	1,91	1,61	0,12	0,13	0,03	4,21	4,85

Profil 2799/1
données analytiques

Prélèvemt	Profondr en cm	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-8	A 1	1,69	10,0	6,6	8,8	44,2	30,5
B	13-21	A 1	6,55	11,7	5,7	8,9	41,0	32,6
C	30-46	A 1-2	60,04	12,7	5,7	6,3	35,0	40,2
D	57-72	B_3fe	62,25	32,2	7,5	7,9	19,7	32,7
E	102-115	B_3fe	58,83	32,3	7,2	6,5	17,1	36,9
F	167-176	B_3fe	52,30	34,6	11,5	10,8	16,1	26,9
G	205-218	B_3fe-quartz	67,82	46,0	12,7	7,8	12,0	21,5
H	228-238	B_3fe-quartz	55,06	56,1	13,7	7,3	9,1	13,8
I	247-260	BC	7,48	53,1	16,9	7,7	12,8	9,4
J	272-288	BC	1,84	51,6	19,3	8,3	10,9	9,9
K	335-347	C 1	Traces	47,4	23,6	7,4	11,7	9,8
L	405-420	C 2	Traces	21,0	25,1	16,3	24,0	13,6

Prélèvemt	Matière organ. %	C/N	Bases échang. mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	2,3	16,8	4,51	1,03	0,14	0,02	5,70	5,98	95	6,4	5,8
B	2,2	15,7	2,21	0,81	0,07	0,02	3,11	6,51	48	5,9	5,0
C	1,4	12,9	1,60	0,58	0,10	0,02	2,30	5,11	45	5,9	5,0
D	0,8	9,9	2,22	0,80	0,07	0,02	3,11	7,63	41	5,7	5,1
E	0,4	7,2	2,89	1,07	0,07	0,02	4,05	8,21	49	5,7	5,1
F	0,2	–	3,67	1,27	0,02	0,03	4,99	10,61	47	5,9	5,5
G	–	–	4,32	1,83	0,02	0,03	6,20	8,41	74	5,9	5,4
H	–	–	5,31	2,19	0,04	0,05	7,59	10,15	75	6,0	5,5
I	–	–	7,00	2,35	0,06	0,07	9,48	14,94	63	6,0	5,2
J	–	–	8,24	3,83	0,06	0,07	12,20	16,07	76	6,0	5,2
K	–	–	12,34	8,47	0,16	0,17	21,14	20,90	saturé	6,25	4,8
L	–	–	14,69	10,25	0,07	0,26	25,27	25,38	saturé	6,4	4,4

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélévt	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapport molec. SiO_2/Al_2O_3
A	82,18	6,07	5,09	2,84	1,18	–	–	–	–	0,14	3,71	2,02
B	74,60	8,07	6,84	4,48	1,80	–	–	–	–	0,16	4,83	2,00
C	71,36	9,29	7,87	5,84	1,82	0,64	0,11	0,06	0,06	0,13	4,48	2,00
D	40,04	19,10	16,23	15,36	1,58	0,86	0,03	0,10	0,09	0,18	7,55	1,99
E	19,45	23,90	21,04	22,48	1,52	0,79	0,17	0,11	0,09	0,47	9,72	1,92
F	22,68	24,10	20,61	21,28	1,20	0,70	0,19	0,11	0,11	0,34	9,21	1,98
G	18,78	27,38	22,65	19,04	1,43	0,96	0,03	0,10	0,09	0,41	10,00	2,05
H	17,98	30,21	24,21	15,04	1,58	0,70	0,22	0,09	0,09	0,10	10,12	2,11
I	23,18	27,32	23,74	13,28	1,69	0,67	0,31	0,10	0,08	0,04	10,29	1,95
J	13,02	34,16	26,25	13,52	1,50	0,71	0,44	0,11	0,08	0,03	10,78	2,21
K	15,88	36,35	23,87	10,96	1,20	1,11	0,77	0,12	0,09	0,02	9,83	2,58

Profil 2797/1
données analytiques

Prélèvemt	Profondeur (en cm)	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limon fin %	Limon grossier %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-9	A_1	0	7,3	3,9	8,4	51,5	28,9
B	27-38	A_2-g	23,10	12,4	3,6	7,8	43,9	32,3
C	65-75	A_2-g	34,64	18,3	4,3	6,7	31,7	38,9
D	86-96	B_1fe-g	57,33	27,2	4,5	6,2	24,9	37,0
E	114-122	B_2fe-g	66,54	45,4	5,2	4,9	13,4	31,1
F	133-146	B_3fe-g	60,54	62,1	4,8	4,9	10,6	17,7
G	155-172	nappe de graviers B_3fe-g	78,39	66,9	4,1	3,0	8,9	17,1
H	190-195	BC	0	66,2	7,0	5,2	14,0	7,6
I	224-230	BC	0	60,9	7,8	6,7	17,0	7,6

Prélèvemt	Matière organ. %	C/N	Bases échangeab. mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	2,4	16,7	3,33	0,69	0,09	0,02	4,13	5,57	74	5,8	5,5
B	1,0	12,7	1,12	0,14	0,03	0,05	1,34	4,96	27	5,4	4,9
C	0,9	10,7	1,94	0,71	0,04	0,07	2,76	6,49	43	5,5	4,9
D	1,0	13,6	3,78	2,27	0,06	0,10	6,21	9,73	64	5,8	5,1
E	0,8	–	5,88	3,71	0,12	0,13	9,84	12,22	81	6,0	5,3
F	0,4	–	7,90	0,54	0,10	0,12	8,66	20,92	41	5,9	5,2
G	0,5	–	8,49	8,57	0,14	0,19	17,39	26,50	66	5,9	5,1
H	0,3	–	11,76	11,80	0,11	0,19	23,86	33,56	71	6,3	5,0
I	–	–	10,90	10,66	0,09	0,18	21,83	35,67	61	6,5	5,0

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélèvt	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapp. molec. SiO_2/Al_2O_3
A	82,90	5,84	3,88	2,72	1,61	–	–	–	–	0,06	3,88	2,55
B	74,40	9,44	6,37	5,28	1,54	0,51	0,09	0,10	0,05	0,09	3,54	2,51
C	66,48	12,85	8,50	7,20	1,46	–	–	–	–	0,02	4,81	2,56
D	56,07	16,38	10,90	9,28	1,63	–	–	–	–	0,13	6,09	2,55
E	36,93	23,37	14,12	15,20	1,46	–	–	–	–	0,08	8,17	2,81
F	20,51	30,00	20,65	16,80	1,22	0,55	0,46	0,20	0,11	0,10	9,97	2,46
G	21,71	31,40	21,75	13,12	1,20	0,70	0,59	0,18	0,12	0,03	10,37	2,45
H	18,83	37,87	19,11	11,04	1,59	1,02	1,00	0,12	0,09	0,05	9,79	3,36
I	21,25	35,40	18,50	12,48	1,71	1,32	0,89	0,12	0,12	0,05	8,80	3,24

Profil 2794
données analytiques

Echantillon	Profond. en cm.	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limon fin %	Limon grossier %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-5	A_1	2,05	25,9	6,0	4,5	33,9	29,7
B	16-24	A_1-(B)	6,28	37,4	4,2	6,8	21,2	30,3
C	37-46	A_1-(B)	11,89	44,1	3,7	5,6	19,0	27,6
D	70-82	(B)	22,90	44,0	4,7	6,8	16,5	28,0
E	98-110	nappe de gravats - (B)	79,85	50,0	3,7	3,4	10,6	32,3
F	120-128	BC	0,63	59,1	8,2	8,3	15,6	8,8
G	153-170	C	4,05	54,0	10,3	6,2	23,2	6,3

Echantil.	Matière organ. %	C/N	Bases échang. mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	5,4	15,4	35,26	2,26	0,55	0,26	38,33	23,25	saturé	7,8	7,4
B	0,9	10,1	13,57	4,49	0,75	1,76	20,57	17,12	"	8,55	7,4
C	0,5	10,1	12,00	6,97	0,80	2,35	22,12	20,01	"	9,0	7,7
D	0,3	10,0	6,43	7,28	0,37	4,51	18,59	16,60	"	9,05	8,15
E	0,2	12,3	3,91	15,79	0,26	9,57	29,53	27,68	"	8,85	7,4
F	0,2	-	2,85	31,89	0,28	16,98	52,00	45,54	"	8,85	7,2
G	0,2	-	8,75	32,09	0,23	18,40	59,47	47,39	"	9,4	8,3

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Echant.	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapp. molécul. SiO_2/Al_2O_3
A	62,27	12,10	7,65	4,56	0,83	3,17	0,33	0,19	0,07	0,17	10,45	2,68
B	57,21	17,87	8,53	6,08	0,94	1,19	0,35	0,24	0,11	0,11	5,56	3,55
C	50,71	20,86	13,06	7,36	0,96	1,10	0,43	0,23	0,19	0,17	5,74	2,71
D	49,42	21,87	12,80	8,80	0,92	0,86	0,49	0,23	0,27	0,12	5,87	2,84
E	48,90	24,05	12,88	7,04	0,75	0,84	0,84	0,16	0,32	0,03	5,46	3,17
F	35,70	30,03	14,69	8,00	1,16	1,88	0,75	0,15	0,50	0,07	6,71	3,47
G	36,72	29,80	12,35	8,00	1,03	2,27	2,30	0,23	0,53	0,17	6,57	4,09

Profil 4472

données analytiques

Prélèvemt	Profondr en cm	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-3	A1	2,54	11,6	3,7	9,9	42,1	32,7
B	3-10	A1	2,07	13,5	3,1	8,9	45,2	29,2
C	16-25	A1	17,42	12,4	2,6	6,9	41,2	36,9
D	36-47	A1-2	21,01	14,2	3,6	7,8	38,9	35,6
E	64-75	B1t-fe	66,17	44,5	2,6	4,2	14,2	34,5
F	89-100	B2t-fe	71,39	53,2	2,6	3,6	11,6	28,9
G	116-125	Bet-fe	72,48	52,7	4,2	4,3	11,4	27,4
H	146-158	B3t-fe	63,17	46,2	6,5	5,9	12,3	29,0
J	176-187	B3t-fe	55,9	42,6	8,3	5,9	13,0	30,2
K	200-207	BC	14,75	38,7	10,7	7,5	17,2	25,2
L	210-225	BC	0	50,5	13,6	8,3	17,2	10,4
M	277-285	C	0	17,7	7,8	8,2	36,3	29,9

Prélèvemt	Matière organ. %	C/N	Bases échang. mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	2,0	16,8	5,99	1,37	0,37	0,08	7,81	11,42	68	7,3	6,4
B	1,7	12,9	5,43	1,25	0,21	0,04	6,93	10,28	67	7,1	6,1
C	1,35	14,8	4,12	0,71	0,08	0,04	4,95	8,41	59	6,9	5,8
D	1,3	13,5	3,62	0,78	0,08	0,03	4,51	8,94	50	6,7	5,6
E	1,4	10,05	6,62	2,23	0,35	0,13	9,33	16,30	57	6,1	5,1
F	1,5	10,7	7,80	2,91	0,59	0,14	11,44	19,56	69	6,4	5,4
G	-	-	8,30	2,81	0,57	0,15	11,83	18,34	64	6,6	5,6
H	-	-	8,74	3,05	0,41	0,14	12,34	18,34	67	6,7	5,6
J	-	-	8,78	3,30	0,30	0,18	12,56	18,21	69	6,8	5,5
K	-	-	12,00	4,63	0,28	0,28	17,19	20,86	82	6,9	5,4
L	-	-	21,04	8,59	0,46	0,45	30,54	36,47	84	7,0	5,4
M	-	-	6,89	2,62	0,18	0,24	9,93	13,53	73	7,45	5,4

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélévt	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapport molec. SiO_2/Al_2O_3
A	79,01	8,22	6,06	3,20	0,69	1,02	0,55	0,28	0,07	0,22	3,34	2,30
B	76,53	8,17	6,07	3,84	0,83	1,12	0,49	0,31	0,08	0,29	3,37	2,28
C	77,24	8,40	6,25	3,04	0,75	1,17	0,32	0,29	0,08	0,27	3,59	2,28
D	74,32	9,23	6,86	4,32	0,71	0,80	0,59	0,34	0,07	0,26	3,07	2,28
E	41,58	21,49	16,05	9,28	0,94	1,20	0,75	0,62	0,09	0,42	7,31	2,27
F	30,86	25,69	18,96	10,88	1,18	1,03	0,89	0,73	0,09	0,43	8,72	2,30
G	26,76	26,36	19,63	14,72	1,09	0,79	0,74	0,59	0,09	0,54	8,69	2,28
H	20,52	29,06	21,59	15,68	1,26	0,75	0,92	0,61	0,09	0,81	9,61	2,28
J	22,01	29,93	21,53	13,92	1,31	0,84	0,86	0,54	0,10	0,38	9,25	2,36
K	44,73	23,09	14,66	7,84	0,96	1,24	0,73	0,35	0,09	0,27	6,13	2,67
L	24,41	33,12	19,36	10,72	1,31	2,05	0,65	0,39	0,11	0,12	8,10	2,90

Profil 2786

données analytiques

Echantillon	Profond. en cm.	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limon fin %	Limon grossier %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-7	A_1	7,26	9,32	6,80	10,07	40,36	33,44
B	8-17	A_1	12,06	8,70	3,84	6,29	38,54	42,63
C	20-30	A_2-Bfe -quartz	72,74	12,29	4,35	8,30	34,47	40,57
D	45-53	B_1t-fe quartz	69,32	26,59	5,68	5,16	19,46	43,11
E	71-81	B_2t-fe quartz	56,71	38,20	7,28	5,51	14,92	34,10
F	94-100	BC quartz	7,32	19,50	8,87	8,26	31,86	31,51
G	131-146	C	10,83	13,18	9,88	10,95	30,97	34,97

Echantil.	Matière organ. %	C/N	Bases échang. mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	1,6	15,25	4,33	0,78	0,21	0,05	5,37	6,33	85	6,7	6,0
B	1,3	15,0	3,44	0,68	0,08	0,03	4,23	6,49	65	6,6	5,7
C	1,03	10,0	3,15	0,74	0,08	0,05	4,02	5,58	72	6,4	5,3
D	1,0	13,2	3,47	0,90	0,18	0,05	4,60	7,21	64	5,9	4,9
E	0,9	8,3	4,00	1,21	0,21	0,05	5,47	9,98	55	5,6	4,85
F	0,4	7,6	3,51	0,94	0,09	0,05	4,59	8,57	53	6,1	5,15
G	–	–	3,56	0,77	0,07	0,08	4,48	5,80	77	6,4	5,3

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Echant.	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapp. molécul. SiO_2/Al_2O_3
A	78,23	7,92	5,94	4,16	0,51	0,83	0,44	0,50	0,12	0,12	3,04	2,26
B	80,59	5,66	4,40	5,92	0,58	0,89	0,53	0,51	0,09	0,18	2,62	2,20
C	75,46	8,51	6,56	3,92	0,80	0,76	0,64	0,47	0,05	0,21	2,96	2,20
D	52,54	17,22	12,56	9,28	0,80	0,81	1,18	0,88	0,06	0,44	5,78	2,32
E	40,48	21,80	15,46	11,20	0,94	0,84	1,50	1,16	0,08	0,71	7,32	2,39
F	41,12	23,50	15,94	9,12	0,88	0,98	1,73	1,72	0,19	0,20	5,52	2,50
G	44,85	20,47	13,82	8,32	1,01	0,87	1,98	1,87	0,12	0,39	5,03	2,51

Profil 4478
données analytiques

Prélèvemt	Profondr en cm	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-5	A_1	11,84	12,60	5,51	7,20	43,80	30,88
B	5-12	A_1	11,24	10,91	4,34	6,65	41,58	35,91
C	20-27	A_2-B_1fe	65,32	16,67	4,03	3,82	33,06	42,42
D	46-56	A_3-B_1fe	73,34	32,98	5,28	5,91	22,32	33,51
E	65-77	B_2t-fe	65,90	47,15	7,73	4,64	13,48	27,01
F	94-105	B_2t-fe	60,00	42,52	8,72	4,70	13,15	30,90
G	118-127	B_2t-fe	57,75	39,47	8,89	4,55	14,43	32,67
H	130-140	BC	13,37	40,95	10,43	5,43	17,27	25,93
I	158-170	BC	2,35	36,75	11,81	5,83	26,25	19,37
J	187-200	C1	Traces	24,44	11,18	6,66	32,45	25,27
K	225-240	C1	Traces	21,49	21,49	7,46	31,18	29,26

Prélèvemt	Matière organ. %	C/N	Bases échang.--mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	3,3	20,8	6,48	1,92	0,26	0,01	8,67	9,91	87	6,8	6,1
B	3,3	20,9	6,38	1,77	0,10	0,01	8,26	6,17	saturé	7,0	6,2
C	2,2	15,35	4,59	1,70	0,12	Traces	6,41	9,21	70	6,8	5,85
D	1,7	12,6	3,27	2,39	0,11	Traces	5,77	10,31	56	6,1	5,0
E	1,4	11,9	4,20	3,56	0,18	0,04	7,98	16,28	49	6,2	5,0
F	-	-	6,27	3,87	0,23	0,08	10,45	14,81	71	6,7	5,6
G	-	-	6,56	3,28	0,17	0,09	10,10	13,24	76	6,8	5,3
H	-	-	8,76	4,78	0,17	0,18	13,89	17,48	79	6,6	5,2
I	-	-	10,59	6,30	0,24	0,23	17,36	17,66	98	6,5	5,0
J	-	-	10,35	5,21	0,11	0,17	15,84	13,18	saturé	6,8	4,9
K	-	-	8,30	4,93	0,14	0,24	13,61	14,78	92	6,9	5,0

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélévt	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapport molec. SiO_2/Al_2O_3
A	73,97	8,33	6,79	3,92	0,83	0,93	0,53	0,33	0,06	0,37	4,82	2,08
B	75,02	8,91	7,30	3,04	0,71	0,86	0,54	0,28	0,05	0,35	4,46	2,07
C	68,51	11,54	9,59	4,16	0,79	0,78	0,57	0,34	0,06	0,46	4,83	2,04
D	55,26	16,76	13,86	6,08	0,98	0,76	0,61	0,50	0,07	0,44	6,22	2,05
E	26,97	26,10	21,63	13,04	1,03	0,63	0,93	0,63	0,10	1,30	9,20	2,05
F	26,91	25,62	21,13	13,04	1,01	0,76	1,02	0,65	0,09	0,72	8,42	2,13
G	28,87	26,18	20,42	12,96	1,01	0,86	1,35	0,71	0,09	0,28	8,12	2,17
H	40,13	23,80	16,84	8,96	0,83	0,86	1,08	0,69	0,09	1,04	6,78	2,40
I	31,85	27,66	19,95	7,92	0,39	1,32	1,22	0,65	0,09	0,69	7,50	2,35
J	40,57	24,94	16,76	7,76	0,35	1,10	1,40	0,67	0,12	0,44	6,38	2,52
K	44,22	23,06	15,24	7,52	0,37	1,13	1,33	0,56	0,11	0,58	5,84	2,56

Profil 4481
données analytiques

Prélèvemt	Profondr en cm.	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-8	A1	1,94	9,59	5,44	9,43	50,10	25,44
B	9-17	A1	1,54	10,56	4,12	6,69	43,77	34,86
C	21-26	B fe-g	63,40	13,96	3,36	4,65	25,65	52,38
D	29-41	B fe-g	70,56	22,79	3,40	2,10	14,20	57,52
E	48-57	B fe-g	83,40	47,08	5,89	2,73	10,70	33,60
F	63-75	B fe-g	3,16	59,71	10,04	5,25	12,67	12,33
G	90-107	BC	0	44,09	10,96	7,06	22,98	14,91
H	121-133	C1	0	31,52	12,82	7,75	26,87	21,05
I	164-180	C1	0	18,64	9,85	8,20	31,26	32,06

Prélèvemt	Matiere organ. %	C/N	Bases échang.-mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	2,3	16,3	6,08	1,88	0,17	0,03	8,16	10,23	80	7,0	6,3
B	1,5	15,4	4,85	2,33	0,07	0,05	7,30	10,19	72	6,8	6,1
C	1,4	13,4	4,59	1,46	0,09	0,04	6,18	10,43	59	6,7	5,8
D	1,5	12,3	5,72	2,75	0,12	0,07	8,66	11,43	76	6,6	5,5
E	2,1	11,6	9,00	5,91	0,25	0,14	15,30	22,61	68	6,4	5,6
F	1,1	11,4	9,97	8,86	0,17	0,17	19,17	24,13	79	6,6	5,5
G	0,8	12,6	12,17	10,90	0,13	0,24	23,44	26,31	89	7,0	5,8
H	-	-	10,71	9,36	0,04	0,20	20,31	26,56	76	7,3	5,7
I	-	-	9,95	8,46	0,02	0,19	18,62	26,23	71	7,3	5,7

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélèv.t	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapport molécul. SiO_2/Al_2O_3
A	75,34	8,10	5,72	3,04	1,59	1,95	0,31	0,18	0,07	0,16	3,67	2,40
B	76,93	8,42	6,05	3,36	1,35	1,96	0,23	0,17	0,05	0,16	3,12	2,36
C	69,80	10,45	7,44	5,92	1,01	1,64	-	0,21	0,07	0,17	3,91	2,38
D	59,77	14,16	10,07	7,04	0,96	1,55	0,27	0,28	0,08	0,44	5,72	2,38
E	21,20	28,26	20,02	15,84	1,35	1,07	0,95	0,45	0,11	1,24	10,57	2,39
F	11,10	34,26	24,25	13,12	1,44	1,68	0,60	0,34	0,09	0,32	10,98	2,39
G	10,77	36,88	23,68	11,84	1,43	2,28	0,87	0,29	0,12	0,20	9,62	2,64
H	9,11	39,35	23,16	11,84	1,18	2,66	1,53	0,23	0,17	0,26	8,43	2,88

Profil 4482

données analytiques

Prélèvemt	Profondr en cm	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-7	A1	0	9,33	3,63	7,41	46,37	33,26
B	16-21	A1	0,80	14,71	4,13	7,28	39,32	34,57
C	28-35	A-(B)	4,42	26,20	4,50	4,87	30,92	35,51
D	44-52	A-(B)	4,61	31,54	4,24	5,41	25,93	32,87
E	60-68	(B)	5,29	35,98	4,00	4,42	24,57	31,02
F	72-81	(B)	7,45	39,16	3,73	4,64	17,74	34,74
G	90-99	BC	9,48	46,78	5,68	5,41	20,01	22,12
H	109-119	BC	2,27	51,28	11,46	8,13	18,39	10,75
I	125-134	C1	0	45,45	12,32	7,39	19,72	15,12
J	158-170	C2	0	28,40	10,99	8,36	29,10	23,15
K	203-225	C3	2,50	8,96	10,27	9,80	37,25	33,72

Prélèvemt	Matière organ. %	C/N	Bases échang.-mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	2,0	16,0	3,81	1,45	0,11	0,02	5,39	9,70	56	6,8	6,1
B	1,8	14,5	3,71	1,58	0,06	0,03	5,38	10,64	51	6,5	5,5
C	1,9	12,0	5,30	2,95	0,15	0,04	8,44	12,76	66	6,4	5,3
D	1,7	12,8	5,71	3,36	0,15	0,06	9,28	14,57	64	6,4	5,3
E	1,35	11,9	6,53	4,38	0,19	0,11	11,21	15,47	72	6,5	5,4
F	1,0	8,3	5,93	4,02	0,17	0,11	10,23	13,63	75	6,8	5,6
G	0,8	9,2	10,50	7,60	0,23	0,26	18,59	22,28	83	7,2	5,8
H	-	-	16,14	12,30	0,26	0,49	29,19	26,64	saturé	7,4	5,95
I	-	-	9,19	7,18	0,09	0,24	16,70	28,23	59	7,4	5,85
J	-	-	7,09	19,92	0,09	0,39	27,49	25,40	saturé	7,05	5,3
K	-	-	10,28	6,89	0,01	0,20	17,38	19,01	91	7,10	5,2

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélévt	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapport molec. SiO_2/Al_2O_3
A	74,63	8,49	5,95	3,84	1,43	2,89	0,56	0,15	0,07	0,14	3,42	2,42
B	66,35	12,27	8,49	5,04	1,44	2,73	0,58	0,17	0,07	0,14	4,39	2,45
C	43,90	21,99	15,09	7,12	1,41	2,52	0,74	0,27	0,07	0,13	7,40	2,47
D	40,70	23,45	16,21	7,84	1,33	2,32	0,65	0,28	0,07	0,12	7,45	2,45
E	34,67	26,66	18,00	8,80	1,37	2,42	0,60	0,29	0,08	0,11	7,78	2,51
F	34,99	26,80	17,83	8,64	1,20	2,48	0,49	0,27	0,08	0,26	7,54	2,55
G	23,62	31,58	21,16	9,36	1,39	2,76	0,87	0,28	0,09	0,39	8,11	2,53
H	13,08	39,71	23,29	9,84	1,31	2,91	1,22	0,25	0,10	0,29	8,00	2,89
I	13,27	40,30	23,24	10,48	1,28	2,51	1,37	0,22	0,12	0,35	7,49	2,94
J	13,44	41,05	23,27	10,08	1,22	2,75	1,21	0,15	0,11	0,39	6,59	2,99
K	16,67	41,18	20,59	9,28	1,35	3,73	2,01	0,16	0,22	0,21	4,15	3,39

Profil 2788
données analytiques

Prélèvemt	Profondeur en cm.	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-10	A_1	0	16,9	5,3	16,3	35,5	26,0
B	14-20	A_1-(B)	2,52	22,5	6,5	11,1	35,65	24,2
C	30-40	$(B)_1$	18,69	30,25	5,8	16,5	16,9	30,6
D	53-63	$(B)_2$	4,47	37,0	7,9	8,6	22,4	24,2
E	68-81	(B) C	21,85	33,8	9,7	9,3	23,2	24,0
F	114-122	C	—	17,3	8,4	6,9	24,8	42,6

Prélèvemt	Matière organ. %	C/N	Bases échang. mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl
			Ca	Mg	K	Na					
A	2,1	20,6	11,11	3,03	0,16	0,09	14,39	13,93	saturé	6,9	6,0
B	2,1	16,7	11,94	3,99	0,16	0,11	16,20	19,05	85	6,5	5,5
C	1,5	15,9	15,54	5,40	0,21	0,15	21,30	25,18	85	6,7	5,6
D	1,0	17,2	17,16	6,13	0,31	0,31	23,91	23,18	saturé	7,0	5,7
E	-	-	21,47	8,03	0,19	0,36	30,05	29,27	"	7,3	5,9
F	-	-	14,29	5,11	0,07	0,17	19,64	19,21	"	7,2	5,8

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélèvt	Résidu quartzg.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapport molécul SiO_2/Al_2O_3
A	68,56	13,43	6,19	4,00	1,29	1,21	0,61	0,08	0,12	0,10	3,47	3,68
B	66,55	14,06	7,63	4,00	1,24	1,40	0,51	0,10	0,12	0,07	4,43	3,12
C	56,50	16,87	10,61	6,72	1,05	1,34	0,37	0,11	0,12	0,46	5,35	2,70
D	51,52	20,09	12,04	6,56	0,96	1,33	0,89	0,13	0,12	0,37	4,07	2,83
E	46,74	21,77	12,83	6,24	0,83	1,85	1,04	0,15	0,15	0,12	5,54	2,88
F	55,89	20,80	10,60	4,32	0,66	2,10	0,95	0,15	0,20	0,06	3,71	3,33

Profil 2787

données analytiques

Prélèvemt	Profondr (en cm.)	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-9	A1	0,14	20,63	4,50	10,05	41,90	22,91
B	16-25	A1	0,52	27,08	4,51	11,68	34,20	22,52
C	36-44	Bfe	36,93	36,85	5,57	6,19	23,60	27,79
D	46-56	Bfe	64,99	45,91	5,04	5,31	14,54	29,19
E	68-78	C	1,84	25,28	5,79	5,90	25,01	38,02

Prélèvemt	Matière organ. %	C/N	Bases échangeables-mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl	Fe_2O_3 libre %	Fer libre / Fer total %
			Ca	Mg	K	Na							
A	2,6	15,9	10,50	2,02	0,17	0,08	12,77	18,48	69	6,5	5,5	2,02	48,6
B	2,1	13,4	14,68	3,20	0,08	0,17	18,13	20,62	88	6,3	5,4	–	–
C	1,9	12,8	16,05	5,32	0,17	0,17	21,71	25,41	85	6,55	5,4	6,63	63,3
D	1,6	12,4	16,29	6,63	0,29	0,20	23,41	29,75	79	6,65	5,45	–	
E	0,5	11,4	13,32	5,62	0,19	0,10	19,23	12,79	saturé	6,4	5,5	3,71	49,3

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélèvt	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapport mol. SiO_2/Al_2O_3
A	68,46	12,22	6,39	4,16	0,86	1,84	0,61	0,19	0,15	0,09	4,07	3,24
B	64,06	14,29	7,76	5,28	0,94	1,50	0,79	0,15	0,12	0,08	5,19	3,12
C	47,16	18,69	11,82	10,47	0,90	1,42	0,97	0,19	0,14	0,83	7,42	2,68
D	26,46	25,95	18,96	12,64	0,88	1,38	0,85	0,21	0,12	0,67	8,49	2,32
E	24,94	36,43	19,79	7,53	0,86	2,94	2,03	0,24	0,28	0,18	5,61	3,12

Profil 2789
données analytiques

Prélèvemt	Profondr (en cm.)	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-8	A (B)	0,50	35,85	11,05	14,29	25,61	13,21
B	33-42	A (B)	2,33	48,64	9,78	9,78	19,67	12,12
C	68-78	A (B)	2,33	48,47	10,35	12,36	17,10	11,71
D	93-100	(B) C	8,79	41,64	12,36	11,82	19,99	14,19
E	117-126	C	2,85	24,87	13,09	11,52	32,62	17,91

Prélèvemt	Matière organ. %	C/N	Bases échang. mé/100g.				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl	Fe_2O_3 libre %	CO_3Ca total %
			Ca	Mg	K	Na							
A	3,3	18,1	21,65	9,26	0,22	0,22	31,35	35,39	89	6,65	5,8	2,85	0
B	1,7	17,6	21,55	13,60	0,12	0,24	35,50	39,28	90	6,95	5,75	3,43	0
C	1,4	18,6	24,12	16,31	0,16	0,41	41,00	39,83	saturé	7,3	6,0	3,55	-
D	1,0	18,1	26,96	15,07	0,14	0,42	42,59	40,32	11	8,2	7,1	3,13	1,24
E	-	-	30,59	13,81	0,06	0,39	44,85	37,20	11	8,4	7,3	2,50	-

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélèvt	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapport molec. SiO_2/Al_2O_3
A	50,52	18,91	9,72	6,72	1,63	2,27	1,75	0,17	0,62	0,24	7,86	3,30
B	39,34	25,50	13,26	8,16	1,03	2,40	1,44	0,06	0,17	0,28	8,20	3,26
C	38,32	27,60	13,08	10,40	1,09	2,45	1,64	0,04	0,03	0,39	6,92	3,58
D	36,30	28,59	12,99	9,92	0,71	2,73	2,51	0,02	0,03	0,52	7,70	3,73
E	30,62	29,35	10,46	9,60	0,39	5,95	4,48	0,02	0,07	0,26	11,27	4,76

Profil 2792
données analytiques

Prélèvemt	Profondr en cm.	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-20	A1-g	0	6,7	3,6	9,3	50,6	29,9
B	27-36	A1-(B)-g	0,45	31,5	3,1	8,4	26,8	29,1
C	60-71	(B)-g	0,53	44,2	6,2	6,5	25,3	17,9
D	102-112	B_2ca -g	52,83	41,0	11,7	5,7	9,95	31,7
E	145-154	B_2ca -g	51,26	44,0	7,8	6,0	13,3	28,9
F	175-185	C	6,90	19,3	5,6	6,6	23,6	44,9

Prélèvemt	Matière organ %	C/N	Bases échang.-mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl	Fe_2O_3 libre %	CO_3Ca total %
			Ca	Mg	K	Na							
A	1,0	15,6	4,12	0,53	0,06	0,21	4,92	6,77	73	6,4	5,6	1,06	0
B	0,9	12,0	12,70	4,22	0,21	2,38	19,51	17,62	saturé	7,3	6,0	2,60	-
C	0,7	-	22,79	8,53	0,30	3,33	34,95	33,23	"	8,7	7,8	2,48	1,05
D	0,2	8,5	34,66	10,75	0,14	2,28	47,83	40,45	"	9,1	8,1	2,76	8,87
E	0,2	-	30,37	14,40	0,13	3,05	47,95	39,16	"	9,2	8,4	-	6,80
F	-	-	23,88	10,08	0,11	2,15	36,22	23,59	"	9,25	8,1	2,00	2,92

attaque triacide — fraction 0 - 2 mm

Prélèvt	Résidu quartz.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Perte au feu	Rapport molécul. SiO_2/Al_2O_3
D	18,40	19,20	8,61	8,96	0,73	22,04	1,04	0,10	0,06	0,85	20,23	3,78
E	34,80	23,52	8,88	6,40	0,77	11,69	1,65	0,11	0,11	0,53	12,79	4,49

Profil 5322
données analytiques

Prélèvement	Profondeur en cm	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-13	A1	0	6,1	3,05	7,6	45,55	37,7
B	15-24	A1(2)	0	5,0	2,8	6,65	47,4	38,2
C	27-36	(B)2	2,24	37,6	2,15	4,1	20,8	35,4
D	50-65	(B)3	4,29	39,9	3,8	5,5	22,3	28,6
E	77-92	(B)3 can	32,21	43,6	4,7	5,7	18,5	27,5
F	112-124	(B)3	0	42,8	5,1	6,8	25,55	19,7
G	140-157	C	1,60	12,0	2,6	6,35	41,6	37,5

Prélèvt	Matière organ. %	C/N	bases échang.-mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl	Fe_2O_3 total %	Fe_2O_3 libre %	CO_3Ca total %
			Ca	Mg	K	Na								
A	1,5	17,5	4,18	1,03	0,08	0,05	5,34	5,87	91	6,4	5,5	1,42	0,51	0
B	1,3	14,1	2,88	0,94	0,06	0,09	3,97	4,19	95	6,2	5,4	1,51	0,66	0
C	2,3	14,6	13,53	9,27	0,38	2,34	25,52	26,63	96	6,7	5,6	6,39	2,40	0
D	0,4	9,45	14,58	13,66	0,51	7,09	35,84	29,15	saturé	8,05	6,5	5,36	2,02	0
E	0,2	6,6	24,86	15,79	0,60	6,11	47,36	36,99	"	8,45	7,3	7,13	2,39	4,66
F	0,15	-	16,85	21,30	0,58	6,52	45,25	42,18	"	8,65	7,3	5,11	0,76	0,76
G	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,4	7,1	-	-	-

Profil 5326
données analytiques

Prélèvement	Profondeur en cm	Horizon	Eléments grossiers %	Argile %	Limons fins %	Limons grossiers %	Sables fins %	Sables grossiers %
A	0-10	A1	0	6,6	2,0	7,9	48,6	34,9
B	10-22	A1-2	2,29	8,7	2,0	7,2	39,7	42,35
C	22-27	Bfe	80,13	27,4	1,6	3,4	12,6	55,0
D	31-56	Bfe	64,73	52,35	2,7	2,35	9,2	33,4
E	72-89	Bfe	66,39	43,3	3,1	3,2	9,4	40,9
F	96-130	B can.	11,80	36,2	9,3	8,7	20,4	25,4
G	130-165	(B)-C	0	26,7	7,9	6,9	29,45	29,0
H	182-190	C	-	11,9	6,2	4,65	37,2	40,1

Prélèvt	Matière organ. %	C/N	bases échang.-mé/100g				S mé/100g	T mé/100g	S/T %	pH eau	pH KCl	Fe_2O_3 total %	Fe_2O_3 libre %	CO_3Ca total %
			Ca	Mg	K	Na								
A	1,31	14,7	5,14	0,38	0,12	0,04	5,68	6,55	86,7	6,8	5,8	1,81	0,50	0
B	1,11	13,4	4,56	1,24	0,11	0,06	5,97	7,57	78,9	6,3	5,5	2,42	1,01	0
C	2,06	13,8	11,04	4,10	0,36	0,32	15,82	17,55	90,1	6,7	5,5	7,35	-	0
D	1,68	13,3	16,18	7,09	0,96	1,26	25,49	29,52	86,3	6,6	5,65	5,78	3,36	0
E	0,21	7,1	21,56	10,36	0,76	3,12	35,80	31,67	saturé	8,2	6,95	5,21	-	1,98
F	-	-	28,33	12,81	0,50	3,51	45,75	36,16	"	8,6	7,5	5,16	-	18,18
G	-	-	16,43	13,71	0,31	5,24	35,69	34,55	"	8,65	7,1	5,65	1,36	0,94
H	-	-	8,42	8,78	0,15	6,61	23,96	21,18	"	8,5	6,3	5,58		0,10

CHAPITRE VIII

Minéralogie des sols

I LES ARGILES

Les diagrammes de diffractométrie aux rayons X ont été interprétés par H. PAQUET au laboratoire de Géologie de Strasbourg ou par G. FUSIL aux Services Scientifiques Centraux de l'O.R.S.T.O.M.

Les données obtenues ne peuvent naturellement présenter qu'un caractère semi-quantitatif. Elles n'en correspondent pas moins assez fidèlement dans leur ensemble, aux résultats de l'analyse chimique totale.

A Les faits

TOPOSÉQUENCE DE KPADÉGAN (fig. 24)

D'un horizon ou d'un profil à l'autre de la toposéquence de Kpadégan, les phyllites reconnues sont assez diverses : kaolinite, illite, interstratifiés : I - (10 — 14 M) et (10 — 14 M) — M, montmorillonite.

La kaolinite se retrouve dans chacun des horizons de tous les sols mais en pourcentage variable de la fraction fine. Dans les sols ferrallitiques, elle constitue la phyllite exclusive des horizons B, de presque tous les horizons A et d'une grande partie ou de la totalité de l'horizon BC. Les rapports moléculaires SiO_2/Al_2O_3 (de la fraction 0 - 2 mm) présentent dans cette partie des profils, des valeurs qui oscillent très généralement entre 1,85 et 2,23. Pour les valeurs inférieures à 2, il est probable que la kaolinite est accom-

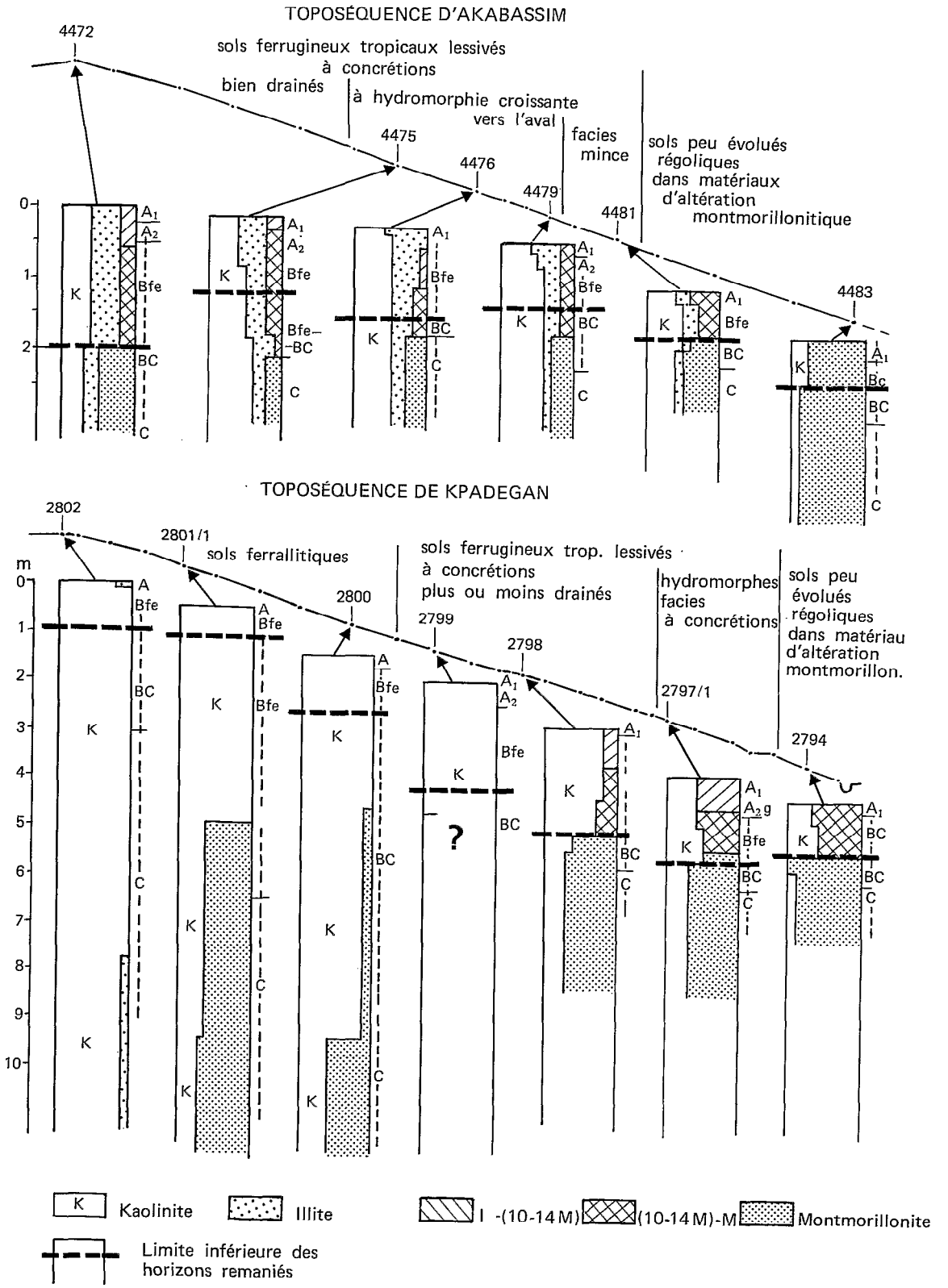


FIG. 24. — Minéralogie des argiles.

pagnée d'alumine libre mais aucune cristallisation de ce constituant ne se traduit sur les diagrammes de rayons X.

Dans les sols ferrugineux drainés, la composition de la fraction fine se modifie assez rapidement en direction de l'aval de la séquence, par l'association de la kaolinite avec d'autres phyllites : interstratifiés et montmorillonite. C'est ainsi que pour le profil 2799, la kaolinite est exclusive dans les horizons A, Bfe et BC alors que 100 m plus bas, dans le même ensemble de sols, elle ne représente plus que 70 à 80 % dans les horizons A et Bfe (association d'interstratifiés) et 30 à 40 % seulement dans les horizons BC et C (profil 2798).

Dans les sols ferrugineux hydromorphes, la proportion de kaolinite s'abaisse davantage avec 40 à 50 % et 30 % respectivement dans les mêmes groupes d'horizons.

Enfin, dans les sols peu évolués régoliques de bas de pente, elle n'atteint que 40 % au maximum, dans le seul horizon marqué par la présence de concrétions et ne dépasse pas 10 % dans les horizons BC et C.

L'illite n'est présente que dans le profil ferrallitique (2802) du sommet, dont la roche-mère est un micaschiste riche en muscovite. Encore n'atteint-elle que 5 à 10 % à 8 m de profondeur, dans l'horizon C. Cependant, si, plus haut, la kaolinite devient rapidement exclusive, il faut souligner une exception qui fait réapparaître l'illite, sous un faciès altéré, au sommet de l'horizon A où elle atteint 20 %. Peut-être pouvons-nous voir dans cette concentration superficielle, l'effet d'un retard de l'évolution géochimique dans un pédoclimat plus sec. On ne peut écarter, par ailleurs, l'hypothèse de remontées profondes par la faune du sol, comme l'étude des remaniements permettra de l'envisager. Enfin, dans tous les autres sols, l'illite est absente ou ne se présente qu'à l'état de traces.

Les interstratifiés, I — (10 — 14 M) et (10 — 14 M) — M, n'apparaissent que très à l'aval de la toposéquence, à partir du profil 2798. Dès celui-ci, leur pourcentage maximum croît très progressivement : de 30 % à la base de l'horizon Bfe du 2798 jusqu'à 70 % dans l'horizon de surface, assez éluvié, du profil 2794 (sol régolique) en bas de pente. Accompagnés de la seule kaolinite, les interstratifiés sont donc exclusifs par rapport à la montmorillonite. On ne les observe que dans les horizons affectés par l'éluviation de la fraction 0 - 2 microns. Ces deux derniers points rejoignent les observations de BOCQUIER (1971) au Tchad.

A l'échelle du profil, le type I — (10 — 14 M) se retrouve dans les horizons les plus superficiels et le type (10 — 14 M) — M dans les plus profonds des horizons éluviés, chacun d'eux paraissant exclusif par rapport à l'autre. Dans le profil 2794 (sol régolique) seul le type (10 — 14 M) — M est présent.

La montmorillonite est présente pratiquement partout, à plus ou moins grande profondeur, même dans le domaine ferrallitique, sauf le profil 2802, développé aux dépens de micaschistes à muscovite. Dans le profil 2801/1, pourtant typiquement ferrallitique, la fraction argileuse est composée de 60 à 65 % de montmorillonite dès 5 m de profondeur, alors que la base de l'altération est à plus de 12 m. Il faut noter, dans ce cas, que la présence de filonnets de dolérite renforce le caractère basique de la roche-mère. Toujours dans le domaine ferrallitique, la montmorillonite n'est dominante dans les gneiss moins basiques, que plus profondément : dans le profil 2800, par exemple, elle n'atteint 60 % qu'à 8,50 m de la surface, et ceci malgré la situation plus basse sur le versant.

Nous retrouvons dans la présence de montmorillonite en profondeur dans les sols ferrallitiques, ce que N. LENEUF (1959) a observé pour les granites calco-alcalins et les granodiorites de Côte d'Ivoire. Mais, il ressort qu'au Togo, pays moins arrosé, la dominance de cette phyllite peut se réaliser sur une importante partie des profils, au-dessus des zones de départ.

En aval du domaine ferrallitique, la présence de montmorillonite, dans les sols ferrugineux puis dans les sols régoliques, marque très généralement les profils dès une plus faible profondeur. *Le caractère le plus frappant de cette remontée est qu'elle apparaît se limiter presque systématiquement aux horizons en place*, sous-jacent à la base de la nappe de gravats quartzeux émoussés. Dans les profils 2798 (sol ferrugineux drainé) et 2794 (sol régolique) cette coïncidence est d'autant plus spectaculaire que les pourcentages restent respectivement de 60 % et 100 % jusqu'à la limite supérieure de cette partie du sol pour tomber à 0 en l'espace de 2 à 3 dm au passage vers les horizons remaniés sus-jacents. Dans le troisième profil analysé dans cette partie de la séquence (2797/1), la montmorillonite représente encore 50 % des phyllites dans le matériau fin qui enrobe les gravats, mais est absente plus haut, dans l'ensemble des horizons A et Bfe remaniés.

TOPOSÉQUENCE D'AKABASSIM (fig. 24)

On retrouve dans la toposéquence d'Akabassim les mêmes espèces minéralogiques qu'à Kpadégan. Dans l'ensemble des sols ferrugineux, situés en amont, toutes les phyllites sont présentes, en pourcentages variant selon les horizons, dans chaque profil étudié. Plus en aval, dès le passage aux sols régoliques, la montmorillonite et, accessoirement, la kaolinite, sont les seules argiles.

La kaolinite n'est jamais exclusive. Son pourcentage maximum n'est que de 60, à la base de l'horizon Bfe et dans l'horizon C du profil 4479 (sol ferrugineux lessivé hydromorphe).

L'illite représente une proportion notable des minéraux argileux de tous les profils de l'ensemble des sols ferrugineux. Ce n'est que dans le profil 4481, à la limite aval de cet ensemble de sols, et dont la roche-mère est une amphibolite que ses pourcentages ne dépassent pas 20. Les plus fortes teneurs en illite sont atteintes dans les horizons A et B des sols ferrugineux les mieux drainés. Ces teneurs peuvent alors représenter de 40 à 50 % de l'ensemble des phyllites. On observe, d'autre part, assez fréquemment, un relèvement des pourcentages d'illite au sommet des profils, principalement dans les horizons A1 et A2 des sols ferrugineux plus ou moins hydromorphes. Il semblerait donc que cette phyllite est plus stable en surface qu'en profondeur. Nous retrouvons ici, le même phénomène que dans le profil 2802 de Kpadégan développé, comme la plus grande partie de la section amont de la séquence d'Akabassim, aux dépens d'une roche-mère riche en muscovite.

Les interstratifiés apparaissent comme l'illite, dès le sommet, ou presque, de tous les sols ferrugineux. Toutefois, ils ne représentent généralement pas plus de 20 % des phyllites. Ils n'atteignent 40 % que dans l'horizon A1 du terme aval du domaine ferrugineux (profil 4481) juste avant le passage aux sols régoliques. Les interstratifiés ne sont présents que lorsque les pourcentages de montmorillonite sont inférieurs à 30 et disparaissent rapidement en profondeur, dans les horizons non remaniés. Ils sont très généralement du type (10 — 14 M) — M. Ceux du type I — (10 — 14 M) ne s'observent que dans la partie la plus éluviée des sols les mieux drainés où d'ailleurs, ils ne dépassent pas 20 %.

La montmorillonite domine dès le sommet des profils quand on passe, vers l'aval, au domaine des sols peu évolués régoliques et représente près de 80 % des phyllites. Plus en amont, elle ne se maintient que sous les horizons Bfe, c'est-à-dire dans l'ensemble des horizons BC et C *qui correspondent à la partie non remaniée du profil.* Les pourcentages de montmorillonite sont assez faibles et n'excèdent pas 30, quand la roche-mère est un gneiss à muscovite mais peuvent atteindre 50 pour les formations plus basiques (profils 4472 et 4481, respectivement développés aux dépens de filons de diorite et d'amphibolite). La liaison avec la lithologie du substrat apparaît donc une nouvelle fois et concorde avec ce que d'autres auteurs notent par ailleurs : PAQUET *et al.* (1961); KALOGA (1966); BOULVERT (1968), PAQUET (1969); BLOT et LEPRUN (1973); etc.

SÉQUENCES D'AGODJOLOLO ET D'ADÉLI

Dans les deux séquences d'Agodjololo et d'Adéli, la dominance de la montmorillonite est presque la règle absolue du sommet jusqu'à la base des versants. Dans la séquence d'Adéli, cette phyllite est même quasi exclusive et représente 90 % des minéraux argileux, à l'exception de « l'enclave » de sols ferrugineux où son pourcentage s'abaisse à 70 au sommet de l'horizon Bfe. Dans la séquence d'Agodjololo, les pourcentages de montmorillonite sont tous égaux ou supérieurs à 80 % sauf dans le profil du sommet (2787). Sur toute l'épaisseur de ce profil, les phyllites à réseau 2/1 ne sont représentées que par des interstratifiés du type (10 — 14 M) — M. Ceux-ci n'apparaissent nulle part ailleurs dans la séquence. La montmorillonite est exclusive dans les vertisols et la kaolinite n'est présente, dans les autres sols, qu'à l'état de traces. Toujours dans la séquence d'Agodjololo, une autre phyllite reconnue est métahalloysite, bien qu'elle ne dépasse jamais 30 %. Elle ne se manifeste qu'au sommet et à la base de la séquence, respectivement dans les paravertisols à tendance ferrugineuse et dans les sols hydromorphes à redistribution de calcaire. Dans les premiers sols, elle apparaît dès la base du profil e test associée à des interstratifiés. Dans les seconds, elle n'est présente qu'à la base des horizons éluviés, à engorgement temporaire. Sa genèse reflète vraisemblablement les conditions que SIEFFERMANN (1969) a définies au Cameroun pour les sols bruns eutrophes sur roches volcaniques : désaturation peu poussée du complexe absorbant et dessiccation périodique.

B Aperçu géochimique sur la fraction argileuse

Les déterminations spectrographiques permettent des estimations semi-quantitatives des différentes phyllites qui composent la fraction fine. En fait, on doit garder à l'esprit que les résultats de ces déterminations traduisent le type de structure du réseau cristallin mais que celui-ci peut se maintenir sur une assez large gamme de modifications géochimiques au cours des transformations (MILLOT, 1964). D'autre part, dans la fraction fine des sols, inférieure à 2 microns, coexistent avec les phyllites, des matériaux amorphes qui échappent à l'examen aux rayons X. Le tableau 8 donne pour certains types de composition minéralogique de la fraction fine, les valeurs médianes et extrêmes des pourcentages des principaux constituants géochimiques.

TABLEAU 8

Composition de la fraction argileuse (< 2 µ) —
pourcentages corrigés de la perte au feu — valeurs médianes soulignées; entre parenthèses : valeurs extrêmes.

	Résidu quartgeux	SiO_2 comb.	Al_2O_3	F_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Rap. molécul. SiO_2/Al_2O_3
Montmorill. dominante (≥ 90 %)	(3,56) *1,18* (0,05)	(52,83) *49,05* (42,45)	(27,29) *21,73* (14,71)	(18,32) *11,60* (10,24)	(1,96) *1,20* (0,70)	(2,25) *1,84* (1,53)	(2,06) *1,29* (1,17)	(0,19) *0,10* (0,06)	(6,09) *3,86* (2,96)
Montmorill. : 45-55 % Kaolinite : 45-55 %	(2,10) *0,55* (0,10)	(49,05) *44,26* (41,58)	(31,10) *28,89* (25,68)	(13,60) *11,20* (8,80)	(2,18) *1,26* (0,80)	(1,46) *0,29* (0,13)	(0,92) *0,47* (0,13)	(0,77) *0,15* (0,05)	(3,24) *2,61* (2,35)
Illite : 45-55 % Kaolinite : 45-55 %	(1,70) *0,25* (0,10)	(43,24) *41,75* (39,10)	(32,77) *30,56* (27,11)	(14,40) *12,16* (10,40)	(1,66) *0,30* (0,06)	(1,65) *0,40* (0,32)	(1,41) *0,86* (0,35)	(1,72) *0,90* (0,14)	(2,70) *2,30* (2,12)
Kaolinite dominante (95-100 %)	(1,30) *0,17* (tr.)	(46,80) *42,20* (35,06)	(37,19) *32,37* (27,79)	(13,04) *9,76* (7,12)	(2,36) *1,09* (0,73)	(2,29) *0,29* (0,18)	(0,94) *0,35* (0,18)	(0,36) *0,16* (0,07)	(2,85) *2,18* (1,63)

Les quelques points suivants sont à relever.

— Le quartz est toujours présent. Il provient vraisemblablement de la microdivision qui affecte certains grains de ce minéral dès sa délibaration de la roche-mère. Des fractions argileuses à montmorillonite dominante jusqu'à celles où la kaolinite est la seule phyllite, les pourcentages du quartz baissent graduellement, passant pour les valeurs médianes de 1,18 à 0,17. Il est vraisemblable que, au cours du temps, la dissolution affecte les particules de quartz les plus fines et tend à faire disparaître ce minéral de la fraction fine des matériaux kaolinitiques qui caractérisent les sols les plus anciens.

— Le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 présente des valeurs médianes qui passent de 3,86 dans les matériaux montmorillonitiques à 2,18 dans ceux dont la kaolinite est la phyllite dominante. Il traduit assez bien l'évolution minéralogique de la fraction fine des sols. Cependant, l'écart entre les valeurs extrêmes pour chacun des types minéralogiques souligne les variations dont peut être affectée la composition géochimique d'ensemble. Ce rapport peut, en effet, varier de 2,96 et 6,09 dans les fractions où la montmorillonite domine. Ceci traduit le fait que cette phyllite est représentée par divers « espèces » qui se distinguent les unes des autres par des remplacements d'ions à l'intérieur du réseau cristallin. Mais on peut voir également dans les différences de composition géochimique, la marque, de pourcentages variables de silice et d'alumine sous forme amorphe ou sous forme de très fines particules, d'aspect isotrope, provenant de la microdivision des silicates plus ou moins altérés (PEDRO, 1958).

— Les sesquioxydes de fer sont toujours abondants et peuvent représenter jusqu'à 18 % de la fraction fine. Ils peuvent être inclus dans certaines phyllites à réseau 2/1 ou bien coexister sous forme

amorphe ou à l'état de très fines particules cristallines qui échappent aux déterminations spectrographiques. Les estimations semi-quantitatives ont abouti à ne relever, dans presque tous les cas, que des traces de goethite alors que dans les fractions fines à kaolinite, phyllite qui n'inclue pas de fer dans son réseau, les pourcentages de Fe_2O_3 peuvent atteindre 13.

— Le calcium est toujours présent, ce qui confirme le maintien, même dans les matériaux où l'altération est la plus poussée, de débris de silicates primaires les plus fragiles comme les ferro-magnésiens et les plagioclases. Cependant, les déterminations spectrographiques n'ont pas permis de relever de traces de biotite ou de feldspaths calco-alcalins comme, par exemple, BOCQUIER l'a noté au Tchad.

C Résumé et conclusion

De l'étude conjointe des quatre séquences présentées, plusieurs points méritent d'être soulignés.

— Du point de vue purement minéralogique, l'illite n'apparaît, ne se maintient, ou n'apparaît et ne se maintient, que dans les profils développés sur roches-mères riches en muscovite. On peut, certes, remarquer, dans la séquence d'Akabassim, qu'elle existe dans les profils 4472 et 4481 pourtant dérivés de diorite ou d'amphibolite. Mais, dans ces cas particuliers, la roche-mère se présente sous forme de filon et il n'est pas exclu que la plus grande partie de l'illite dérive d'intercalations de gneiss à muscovite présentes autrefois, avant leur altération, à l'emplacement du profil. En tout état de cause, dans cette séquence d'Akabassim, l'illite ne se retrouve pas dans la section aval, dont le substrat est tout entier constitué de roches dépourvues de muscovite. Ailleurs, elle ne se présente qu'à l'état de traces. Il ne semble donc pas que l'illite soit issue, sur le socle Togolais des séricites des plagioclases (MILLOT, 1964). Elle ne procéderait, que d'une transformation ménagée de la muscovite.

— A l'échelle du profil, de profondes variations minéralogiques peuvent affecter le stock des phyllites. Ces variations se résument, en général, en la disparition de la montmorillonite, puis des interstratifiés, de la base vers le sommet des profils. La kaolinite devient progressivement dominante puis exclusive, en direction du sommet des profils bien drainés. Le devenir des phyllites à réseau 2/1 ou des produits de leur éventuelle dégradation n'a pu être précisé. Ce que l'on peut noter est que les interstratifiés, présents dans la partie supérieure de nombreux profils, disparaissent le plus souvent en profondeur quand la montmorillonite apparaît, les autres phyllites restant constantes. Ceci pourrait corespondre à l'accélération du drainage dans les horizons supérieurs, empêchant la transformation des interstratifiés en montmorillonite, selon le schéma de TARDY *et al.* (1793). Mais l'enseignement principal à retenir est que *la plus importante variation minéralogique des argiles se situe à la limite des horizons en place et des horizons remaniés.* Les remaniements superficiels consistent, comme on le verra plus loin en un brassage du sol. Il en résulte une modification du pédoclimat et il est plausible que les phyllites les plus altérables soient atteintes. Ce phénomène n'est pas observé dans les sols ferrallitiques et dans les sols ferrugineux qui sont développés dans des matériaux lixiviés. En effet, le terme de l'altération est atteint, sous la forme de la kaolinite, très en dessous des horizons touchés par des remaniements. A l'opposé, dans les sols des toposéquences développées dans les complexes de bas glacis (Agodjololo et Adéli), la variation minéralogique des argiles est peu nette. On comprend que la kaolinisation ne puisse s'être développée, parce que le temps a manqué sur ces surfaces jeunes et parce que le drainage est déficient.

— A l'échelle de la toposéquence, les variations latérales permettent les remarques suivantes.

- Sauf sur les micaschistes à muscovite, la montmorillonite est présente dans les horizons C, sinon BC, de tous les sols étudiés, y compris ceux de la classe ferrallitique, que l'on observe en situation dominante dans le paysage.
- Le maintien de la montmorillonite dans les horizons supérieurs remaniés n'est réalisé que dans le domaine des bas glacis. Cette phyllite est absente des horizons supérieurs sur toute la longueur de la toposéquence de Kpadégan. Elle apparaît dès le sommet des profits dans la moitié aval de la séquence d'Akabassim. Elle est très dominante, sauf au sommet, dans celles d'Agodjololo. Enfin, à Adéli, paysage encore plus surbaissé, elle est exclusive ou presque.

Le drainage différentiel le long des versants exerce, certes, une influence primordiale sur la répartition latérale des phyllites, comme de nombreux auteurs l'ont démontré : BISWAS *et al.* (1966); GAWANDE *et al.* (1967); GORBUNOV (1969) NYE (1955 b); PAQUET *et al.* (1961); BOCQUIER (1971); BOULET (1974); etc. Mais on peut voir également dans ce gradient latéral, l'effet de l'enfoncement du réseau de drainage au cours du Quaternaire. Cette incision, ayant abouti au décapage préférentiel des versants les plus proches des axes qu'elle affecta, la surface du terrain se serait rapprochée des zones d'altération les plus profondes, caractérisées par l'abondance de minéraux riches en bases et en silice combinée. Pour schématiser l'essentiel, la surface topographique, au cours de l'évolution du paysage, se rapproche constamment des zones profondes où peut se former la montmorillonite. Mais dès qu'elle les atteint, les conditions superficielles sont telles que la montmorillonite ne peut apparaître ou se maintenir longtemps sous un climat assez agressif.

II LES SABLES

Les déterminations quantitatives (effectuées par M. DELAUNE et P. VERDONI, au laboratoire de Géologie des Services Scientifiques Centraux de l'O.R.S.T.O.M.) n'ont porté que sur les minéraux lourds de la fraction 50 - 500 microns. Aussi abordera-t-on principalement l'aspect qualitatif de quelques minéraux les plus fréquents.

LE QUARTZ

Dans les horizons A, B et BC des sols ferrallitiques et dans les horizons A et B des sols ferrugineux, le quartz représente le minéral primaire pratiquement exclusif : plus de 95 et de 90 % respectivement. Il en est de même des horizons superficiels éluviés de nombreux sols régoliques. Ce n'est que dans les paravertisols et surtout dans les vertisols que le quartz est accompagné, jusqu'au sommet des profils, de minéraux plus altérables, dans la fraction sableuse.

LES FELDSPATHS

Les plagioclases aussi bien que les feldspaths potassiques subsistent en assez grande quantité au moins jusqu'à la base des horizons éluviés des sols à montmorillonite ou interstratifiés dominants (paravertisols et sols régoliques) et sur le profil entier des vertisols.

Dans les sols ferrugineux lessivés du faciès mince, cette permanence s'exerce surtout pour l'orthose et le microline.

Dans les autres sols, ferrugineux profonds et ferrallitiques, on doit, comme pour les argiles, distinguer deux zones dans les profils : la plus profonde, parfaitement en place d'une part, et, d'autre part, l'ensemble des horizons supérieurs A et Bfe, affectés par les remaniements.

Dans la partie en place des sols ferrallitiques, les feldspaths encore reconnaissables ne s'observent qu'à une très grande profondeur, fréquemment supérieure à 3 à 4 m. Dans les sols ferrugineux, par contre, ils se maintiennent en bonne part et sont présents jusqu'au sommet de l'ensemble des horizons non remaniés.

— Dans les horizons remaniés, qu'il s'agisse des sols ferrallitiques ou ferrugineux, les feldspaths disparaissent presque totalement et souvent d'une façon brutale à partir de la base de la nappe de gravats. A peine peut-on retrouver quelques fantômes, très difficilement reconnaissables sous leur ferruginisation.

LA MUSCOVITE

Après le quartz, la muscovite apparaît comme le plus résistant de tous les minéraux blancs majeurs. On la retrouve fréquemment jusqu'en surface des sols ferrugineux développés aux dépens de micaschistes.

Dans les sols ferrallitiques, si elle ne subsiste que rarement dans les horizons A et B, elle apparaît, en profondeur, avant les feldspaths et souvent en quantité notable. Mais la caractéristique est le brusque abaissement de la quantité de paillettes de muscovite au passage des horizons en place aux horizons remaniés. Ce phénomène semble s'accompagner d'une véritable pulvérisation. L'observation des lames minces ne nous permet guère d'en suivre les étapes, mais la comparaison des diverses fractions granulométriques obtenues par tamisage des sables en atteste la réalité. Il est plausible de voir dans cette modification au passage vers les horizons remaniés, la conséquence de l'hydrolyse des ions K dans un milieu plus drainant. Cette hydrolyse rend les édifices cristallins de la muscovite plus fragiles et permet leur clivage.

LES FERROMAGNÉSIENS

Malgré la fréquente richesse en biotite de bien des roches-mères, ce mica ne se maintient que très rarement dans les profils, au-dessus de la zone de départ des altérations. Ce n'est que dans un seul

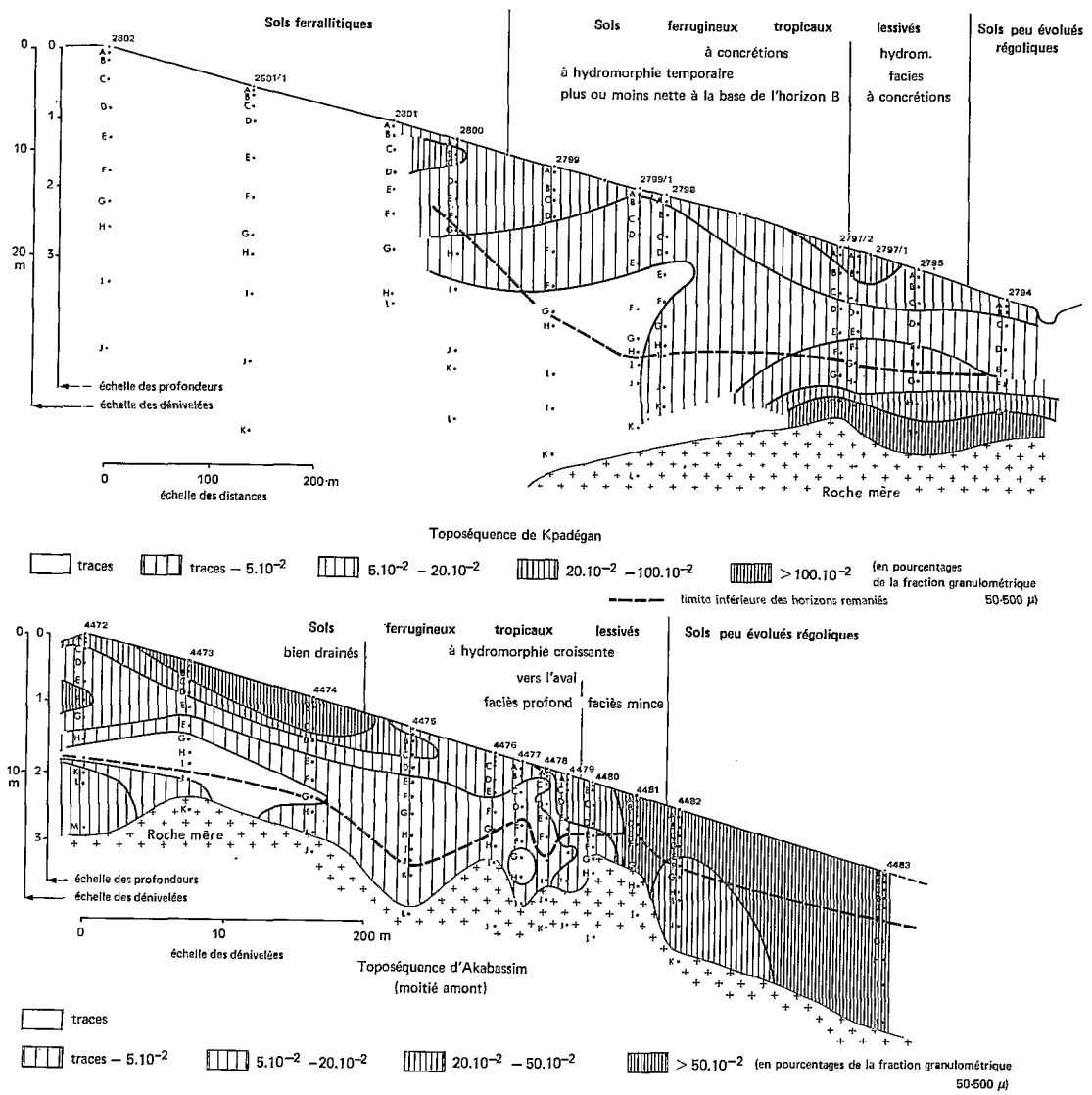


FIG. 25. — La Hornblende dans la fraction 50-500 µ.

profil (2795 à Kpadégan, sol ferrugineux lessivé hydromorphe) que la biotite a pu être observée dans des horizons proches de la surface, précisément dans les horizons Bfe. Elle y apparaît sous forme d'édifices très altérés, exfoliés et parfois entourés d'un halo de sesquioxydes de fer.

La hornblende, amphibole la plus commune du socle, se maintient beaucoup mieux. La figure 25 donne pour les toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim, les isoteneurs de ce minéral dans la fraction 50 - 500 microns. Les pourcentages sont, en général, faibles par rapport à ceux de la roche-mère, mais la hornblende peut se maintenir assez haut dans les profils. En comparaison avec la biotite, elle semble donc, pour les sols étudiés, contredire les séquences d'altération de GOLDICH (1938) et de REICHE et PARRY (1950).

La distribution latérale de l'amphibole dans la séquence d'Akabassim, se calque sur les changements de la lithologie. En particulier, dès que l'on passe des gneiss à muscovite aux roches basiques, entre les profils 4480 et 4481, les teneurs croissent subitement, ceci en l'espace de 35 m.

Enfin, on notera un second point : les teneurs en hornblende, après un minimum dans les horizons B, croissent souvent en surface. Ceci est assez constant. La suite indiquera qu'il s'agit probablement de remontées par la faune de matériaux prélevés en profondeur, plus riches en minéraux altérables. Ainsi en témoignent les termitières. Mais la dessiccation de la partie superficielle des profils est, en général plus intense et plus prolongée que celle des horizons sous-jacents. On ne peut donc rejeter l'hypothèse d'un retard d'altération. Il en est ainsi, d'ailleurs, des feldspaths.

CHAPITRE IX

Le complexe d'échange

I LES BASES ÉCHANGEABLES

L'abondance de bases échangeables est sous la dépendance de plusieurs facteurs qui prennent une importance relative plus ou moins grande selon l'horizon et l'évolution pédologique d'ensemble du profil. Parmi ces facteurs, on retiendra principalement les deux suivants :

— l'accumulation dans les horizons superficiels des éléments minéraux libérés par la décomposition de la matière végétale et puisés par celle-ci en profondeur;
— le stade atteint par l'altération des minéraux primaires et secondaires.

Le second facteur est complexe. En effet, quand la dégradation des minéraux primaires est peu poussée, la quantité d'argile pouvant retenir les bases libérées, est faible. A l'inverse, l'argilification complète des silicates s'accompagne le plus souvent, dans les sols bien drainés, de la décomposition totale des minéraux riches en bases et de la lixiviation de ces dernières.

La nature de la roche-mère est un autre facteur. Le tableau 9 donne les valeurs médianes de la somme des bases échangeables pour différents horizons de quelques catégories de sols. Des roches les plus acides jusqu'aux plus basiques, ces valeurs s'ordonnent assez mal pour les sols ferrallitiques où l'altération des minéraux est le plus souvent poussée à un degré uniformément bas. Elles s'ordonnent beaucoup mieux que dans les autres sols étudiés, où le degré d'altération est plus faible.

A Variations de la charge cationique selon les horizons et l'évolution pédologique

Désigné par S et exprimé en milliéquivalents / 100 g (mé / 100 g), le pourcentage des cations échangeables est, en général, beaucoup plus élevé dans les horizons B que dans ceux de surface, A1 et

« A2 » *, sauf pour les sols ferrallitiques et les sols ferrugineux dans les matériaux d'altération kaolinique (tabl. 10). Dans les autres sols, la valeur médiane du rapport des pourcentages présentés par l'ensemble des horizons B, d'une part, et par l'horizon A, d'autre part, est le plus souvent comprise entre 2 et 3.

TABLEAU 9

Valeurs médianes de la somme des bases échangeables (en mé/100 g)
dans quelques grands groupes de sols développés aux dépens de diverses roches-mères.

	Sols ferrallitiques			Sols ferrugineux drainés			Sols régoliques		
	A_1	A_2	B	A_1	A_2	B	A_1	A_{1-2}	(B)
Micaschistes et gneiss à muscovite	14,41	2,83	5,44	2,17	1,86	5,34			
gneiss leucocrates	9,52	2,83	5,02	6,40	2,95	8,03			
gneiss mésocrates	7,59	2,41	5,06	7,25	2,42	11,24	6,47	2,26	25,72
roches mélanocrates	8,11	3,35	6,50	6,10	3,73	13,48	12,48	9,19	19,07

TABLEAU 10

Valeurs médianes de la somme des bases échangeables (en mé/100 g).

	horizons		
	A_1	A_2	B
Sols ferrallitiques	5,4	2,2	4,7
S.F.T. lessivés dans matériau kaolinique	5,4	2,2	4,5
S.F.T. lessivés drainés	6,4	2,5	9,2
S.F.T. lessivés hydrom.	4,1	2,1	11,7
S.F.T. faciès mince drainés	5,4	4,4	13,8
S.F.T. faciès mince hydromorphes	9,0	5,1	13,6
Sols régoliques dans matér. montmor.	6,5	3,2	19,1
Paravertisols	12,8	–	29,2
Vertisols	29,1	–	40,2

S.F.T. : sols ferrugineux tropicaux

Dans les horizons A1, les pourcentages de cations échangeables diffèrent assez peu entre les sols ferrallitiques, ferrugineux profonds drainés et régoliques. Les valeurs médianes n'oscillent qu'entre 5,4 et 6,5 mé / 100 g d'un grand groupe à l'autre de cet ensemble de sols. Les sols ferrugineux hydromorphes se distinguent quelque peu des précédents. Ils présentent, en effet, des pourcentages en général plus faibles ou plus élevés selon que l'on s'adresse au faciès profond ou au faciès mince. Enfin c'est naturellement dans les paravertisols et dans les vertisols que l'on relève les valeurs les plus fortes (12,8 et 29,1 mé / 100 g).

* Par horizon « A2 », on entendra ici tout niveau de profil, sous-jacent à l'horizon A1, dans lequel le pourcentage de bases échangeables passe par un minimum avant de se relever en profondeur. Le terme « horizon B » désigne le niveau dans lequel le pourcentage d'argile est maximum.

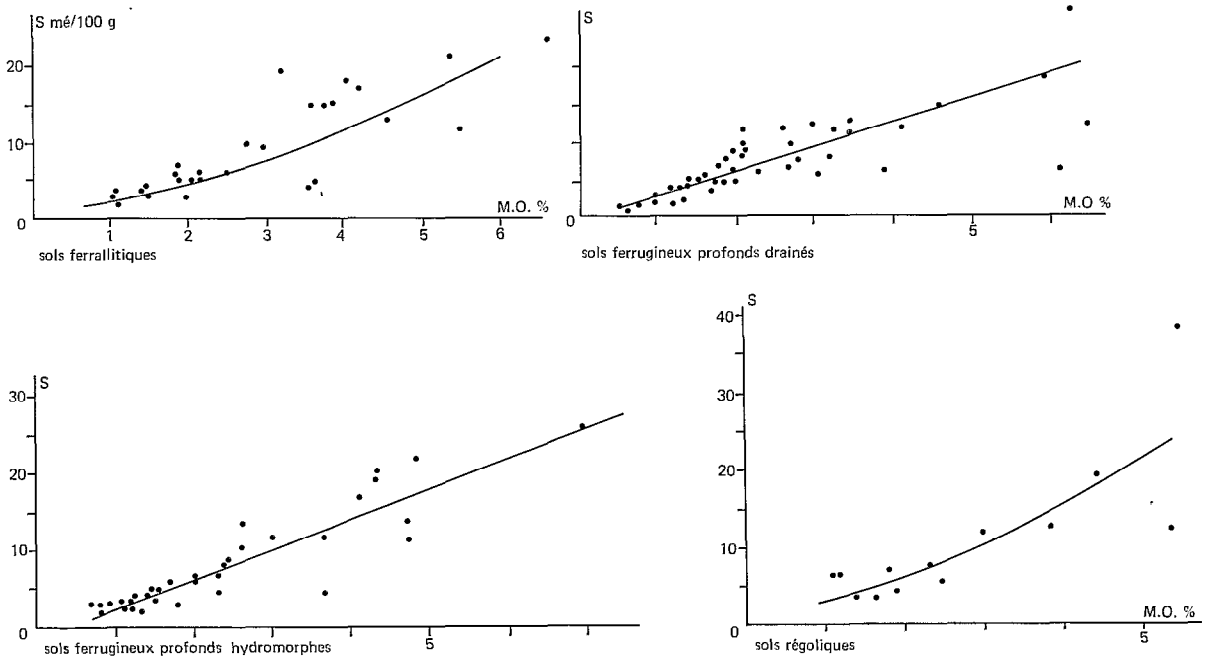


FIG. 26. — Relation entre la somme des bases échangeables et le pourcentage de matière organique dans l'horizon A_1.

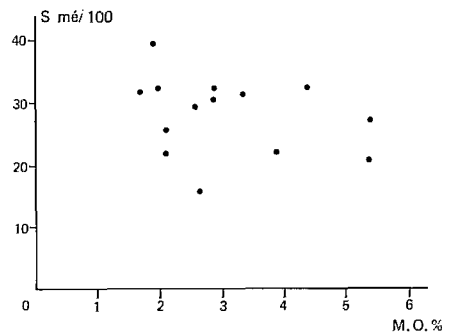


FIG. 27. — Somme des bases échangeables et matières organiques dans l'horizon superficiel des vertisols.

Toujours pour les horizons A1, les variations du pourcentage de bases échangeables dépendent principalement de celles du couvert végétal dans tous les sols ferrallitiques, ferrugineux, régoliques et dans les paravertisols. L'influence de la matière organique est d'autant plus marquée que ces horizons superficiels sont le plus souvent fortement éluviés et lixiviés, les réserves minérales étant alors très faibles. Cette influence est illustrée pour quelques grands groupes de sols par la figure 26 et confirmée par les tests de corrélation de rangs de SPEARMAN. On retiendra, pour l'essentiel, que de 1 % à 3 %, puis 5 % de matière organique, le pourcentage des bases échangeables est multiplié respectivement par 3,2 et 6,4. L'un des exemples de cette dépendance est fourni par la toposéquence de Kpadégan. Dans les horizons A1 des sols ferrallitiques, développés sous forêt, les valeurs médianes des pourcentages de matière organique et des bases échangeables sont respectivement de 4,80 et de 13,4 mé / 100 g. Dans les sols ferrugineux, développés sous savane plus ou moins arborée et souvent parcourue par les feux de brousse, ces valeurs s'abaissent respectivement à 2,18 % et 3,7 mé / 100 g.

Dans les vertisols, la richesse en matière organique ne semble guère présenter d'influence sensible (fig. 27). La très forte capacité d'échange d'argiles en pourcentages élevés, dont la « recharge » en bases est assurée par d'abondantes réserves de minéraux altérables, masque l'influence de l'apport organique.

Dans les horizons « A2 », le pourcentage de bases échangeables s'abaisse, généralement, en dessous de la moitié de celui des horizons superficels. Cette décroissance est, en général, liée à celle du pourcentage de matière organique en profondeur. Elle est particulièrement nette dans certains sols ferrugineux profonds les plus affectés par l'hydromorphie et par l'éluviation de l'argile, où l'on note dans certains cas, moins de 1 mé / 100 g. Mis à part ces particularités, les sols ferrallitiques et tous les sols ferrugineux du faciès profond peuvent être regroupés dans un même ensemble où les valeurs médianes du pourcentage de bases échangeables se situent entre 2,1 et 1,5 mé / 100 g. Ce pourcentage se relève sensiblement dans les sols ferrugineux du faciès mince qui marquent le passage du moyen glacis au bas glacis, plus récent. Il est probable que, dans ces sols, l'accroissement de la charge cationique traduit la moindre profondeur à laquelle apparaissent les horizons BC et C riches en minéraux altérables, c'est-à-dire en réserves de bases. Toutefois, dans les sols régoliques, où les réserves de bases se maintiennent encore plus haut dans le profil, les horizons « A2 » présentent un pourcentage de cations échangeables plus faible que dans les sols ferrugineux minces. Cet abaissement provient peut-être de la difficulté d'incorporation des résidus végétaux car les profils se caractérisent, à une faible profondeur, par un engorgement temporaire plus marqué et plus prolongé.

Dans les horizons B, ou (B), le pourcentage de bases échangeables présente, d'une catégorie de sols à l'autre, d'assez grandes variations. Celles-ci sont plus marquées que dans les horizons sus-jacents. Dans la toposéquence virtuelle, des sols ferrallitiques à ceux du sous-groupe régolique, le pourcentage de bases échangeables passe de 4,7 à 19,1 mé / 100 g. Le rapport entre ces valeurs extrêmes est de 4 environ alors qu'il ne dépasse pas 2,2 pour les horizons A1 et « A2 » de ce même ensemble de sols. C'est dans les vertisols que les teneurs sont les plus élevées (médiane de 40,2 mé / 100 g). Toujours dans l'ordre de distribution sur les versants, des différents grands groupes de sols, le tableau 10 montre que la somme des bases échangeables dans les horizons B varie selon un gradient particulièrement net. La zonalité propre aux conditions bioclimatiques du pays qui marque d'une façon à peu près égale les horizons supérieurs de tous les sols, vertisols et paravertisols exceptés, disparaît en profondeur. L'influence, du stade atteint par l'altération qui est différent d'une catégorie de sols à l'autre, est alors déterminante.

Cependant, au sein d'une même catégorie de sols, les variations, d'un profil à l'autre, sont en général, plus faibles dans l'horizon B que dans les horizons sus-jacents. A cette relative homogénéité, deux exceptions sont à relever. La première exception concerne les sols ferrugineux profonds, drainés ou hydromorphes, où le rapport entre les pourcentages extrêmes relevés parmi tous les profils étudiés atteint respectivement 21 et 14, alors que, par exemple, il ne dépasse pas 3,5 dans les sols ferrallitiques et 2,5 dans les vertisols. On retrouve ici, le caractère ubiquiste de la pédogenèse ferrugineuse tropicale qui s'effectue dans des matériaux très variés. La seconde exception (rapport de 11 entre les pourcentages extrêmes) caractérise les sols régoliques dont la faible évolution permet au stock de bases échangeables d'enregistrer fidèlement l'hétérogénéité du substrat rocheux.

B Composition de la charge cationique

Le tableau 11 donne le pourcentage relatif des divers cations échangeables dans les horizons A1, « A2 » et B des grandes catégories de sols étudiés. Les chiffres indiqués correspondent aux médianes calculées à partir de l'ensemble des mesures. La composition relative en bases échangeables est assez constante et l'ordre d'abondance est, pour la majorité des sols, le suivant : Ca > Mg > K > Na. Ne font exception que les horizons les plus argileux des sols régoliques et des vertisols. Les pourcentages du sodium sont dans ces sols, plus élevés que ceux du potassium avec des valeurs respectives de 2,5 et 0,8 % contre 1,2 et 0,4 %.

Le calcium affirme sa dominance générale dans tous les sols. Son pourcentage relatif est le plus souvent très nettement supérieur à 50. Certaines nuances sont toutefois à noter à l'échelle du profil. C'est ainsi que, des horizons A1 aux horizons « A2 », puis aux horizons B, sa proportion décroît et, calculé sur l'ensemble des sols, passe de 80,3 à 75,5 puis à 59,3 %. Dans les horizons plus profonds, BC et C, de certains sols ferrugineux hydromorphes profonds ou minces, de sols régoliques, de paravertisols et de vertisols, le calcium est même subordonné au magnésium. Ceci est peut-être la conséquence de la plus grande facilité avec laquelle s'altèrent les ferromagnésiens, par rapport aux plagioclases. C'est dans les sols ferrallitiques et dans les sols ferrugineux développés aux dépens de matériaux kaoliniques, que la part du calcium dans la charge cationique est la plus constante à l'échelle du profil.

TABLEAU 11

Valeurs médianes des pourcentages des diverses bases échangeables composant la charge cationique.

	Ca/S %			Mg/S %			K/S %			Na/S %		
	A_1	A_2	B	A_1	A_2	B	A_1	A_2	B	A_1	A_2	B
Sols ferrallitiques	80,6	75,5	71,5	15,3	22,1	24,2	2,4	3,1	2,4	0,5	0,2	0,3
S.F.T. lessivés dans matériau kaolinique	81,2	76,1	73,4	14,9	12,6	24,0	3,3	5,2	2,0	0,7	0,6	0,4
S.F.T. lessivés drainés	80,3	72,8	63,7	15,6	20,4	30,2	3,8	3,2	2,3	0,6	0,4	0,7
S.F.T. lessivés hydrom.	77,1	77,4	55,8	16,9	19,1	36,4	2,7	2,5	1,2	0,6	0,4	1,4
S.F.T. faciès mince drainés	80,7	72,7	59,3	15,6	24,0	31,2	2,6	2,4	1,5	0,7	0,5	0,6
S.F.T. faciès mince hydromorphes	75,6	75,6	59,7	19,9	26,0	36,8	2,2	1,6	1,4	0,5	0,5	0,9
Sols régoliques dans matériau montmoril.	80,9	67,1	53,2	16,6	24,6	33,0	1,9	2,2	1,2	1,0	1,0	2,5
Paravertisols	68,9	–	58,3	28,9	–	38,6	1,4	–	1,0	0,4	–	0,8
Vertisols	59,4	–	52,8	39,0	–	43,8	0,7	–	0,4	0,4	–	0,8

Le magnésium est très subordonné au calcium mais sa teneur peut s'élever beaucoup sur les roches basiques et dans les sols géochimiquement peu évolués. On parvient à 39 et 44 % dans les horizons A et (B) des vertisols. Plus généralement, comme il vient d'être noté à propos du calcium, l'importance relative du magnésium croît presque toujours en profondeur.

Le potassium est, en général, très peu abondant. Sa proportion la plus élevée est de 5,2 % dans les horizons « A2 » des sols ferrugineux développés dans les matéraiux kaoliniques. C'est dans les sols à montmorillonite dominante que la part du potassium s'abaisse le plus, avec des pourcentages relatifs souvent inférieurs à 1,4.

Il est intéressant de noter que la proportion du potassium dans le stock des bases échangeables est peu influencée par la richesse des roches-mères en cet élément. Pour les micaschistes à muscovite, par exemple, le pourcentage du potassium du stock de bases échangeables est seulement de 3,8 contre 2,4 pour les autres roches-mères, dans l'horizon A1, de 3,1 contre 2,5 dans l'horizon B et reste inchangé dans l'horizon « A2 ».

Le sodium représente, en général, une part encore plus faible que l'élément précédent. Toutefois certains sols à dominance montmorillonitique du bas glacis, présentent une assez forte alcalisation de leur complexe d'échange. Celle-ci peut s'accompagner d'une morphologie de solonetz à horizon B columnaire et parfois d'une tendance à la solodisation, traduite par le développement d'un horizon A2 éclairci. Mais ces différenciations morphologiques sont loin d'être systématiques. Elles peuvent, d'autre part, être réalisées dans des sols riches en montmorillonite et à profil granulométrique suffisamment différencié par l'éluviation superficielle, mais non alcalisés. Tel est le cas des planosols, vers lesquels certains sols régoliques montrent, très localement, des intergrades. En réalité, l'infuence du sodium se traduit très irrégulièrement, au gré des particularités de la nature de la roche-mère et du drainage, dans le complexe des bas glacis.

II LA CAPACITÉ D'ÉCHANGE

La capacité d'échange (désignée par T est exprimée en mé / 100 g) est conditionnée par des facteurs du même ordre que ceux qui contribuent à maintenir un stock de bases échangeables. Ces facteurs sont : les pourcentages de matière organique et d'argile et surtout la nature des phyllites, qui est en étroite relation avec le degré d'évolution des minéraux altérables de la roche-mère.

La figure 28 traduit la liaison qui existe entre la capacité d'échange et les pourcentages de matière organique dans les horizons de surface pauvres en argile de l'ensemble des diverses catégories de sols. La matière organique présente une capacité d'échange qui varie, en moyenne, de 280 à 400 mé / 100 g. Cette variation s'effectue en fonction inverse de l'abondance de matière organique. Elle indique qu'une partie seulement des apports végétaux évolue en colloïdes humiques fixateurs de cations tandis que le reste est minéralisé.

En dessous des horizons humifères, l'influence de la matière organique s'atténue rapidement et le pourcentage ainsi que la nature des argiles deviennent prépondérants. Les deux graphiques de la figure 29 illustrent la liaison entretenue par les valeurs de la capacité d'échange (mesurée sur la fraction 0 - 2 mm) avec la nature des argiles. Cette nature est traduite ici par le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 de la fraction inférieure à 2 microns.

On note, par exemple, que, pour 30 à 40 % de cette fraction fine, la capacité d'échange est multipliée par 3 environ quand ce rapport moléculaire passe de 2 (kaolinite exclusive) à 3 (montmorillonite très dominante).

Le tableau 12 donne les valeurs médianes de la capacité d'échange des horizons A1, « A2 » et B dans les différentes catégories de sols de la toposéquence virtuelle générale. Il confirme l'influence de la matière organique, quand on compare les horizons A1 et « A2 », tous pauvres en argile. Ce tableau montre par ailleurs, que les différences, pour ces horizons supérieurs, sont minimes entre les diverses catégories de sols sauf, naturellement, pour les paravertisols et les vertisols où la permanence de forts pourcentages de

TABLEAU 12

Valeurs médianes de la capacité d'échange (en mé/100 g).

	horizons		
	A_1	A_2	B
Sols ferrallitiques	9,5	6,1	8,6
S.F.T. lessivés dans matériau kaolinique	6,3	7,0	8,3
S.F.T. lessivés drainés	6,6	5,0	12,8
S.F.T. lessivés hydrom.	5,4	5,3	15,5
S.F.T. faciès mince drainés	6,6	6,2	17,4
S.F.T. faciès mince hydromorphes	10,3	8,3	20,1
Sols régoliques dans matériau montmor.	7,7	5,1	20,7
Paravertisols	19,7	–	31,0
Vertisols	35,4	–	42,1

S.F.T. : sols ferrugineux tropicaux

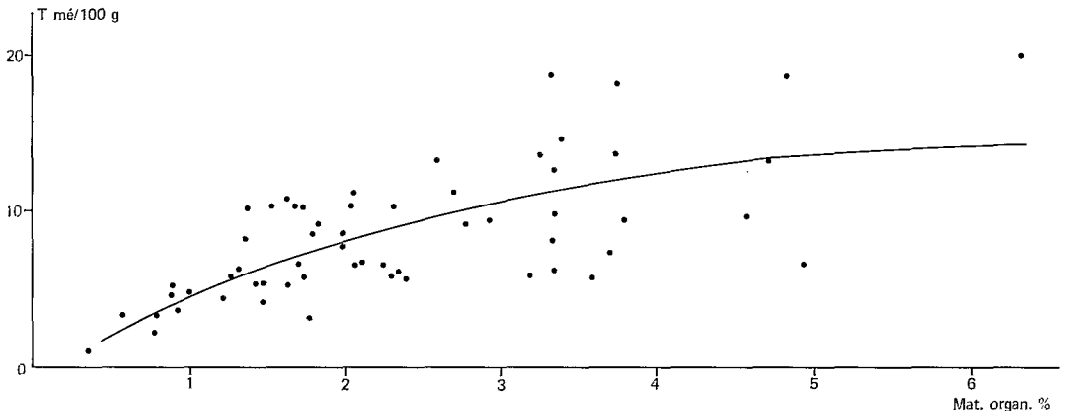


FIG. 28. — Capacité d'échange et matière organique dans les horizons de surface éluviés.
(< 15 % d'argile).

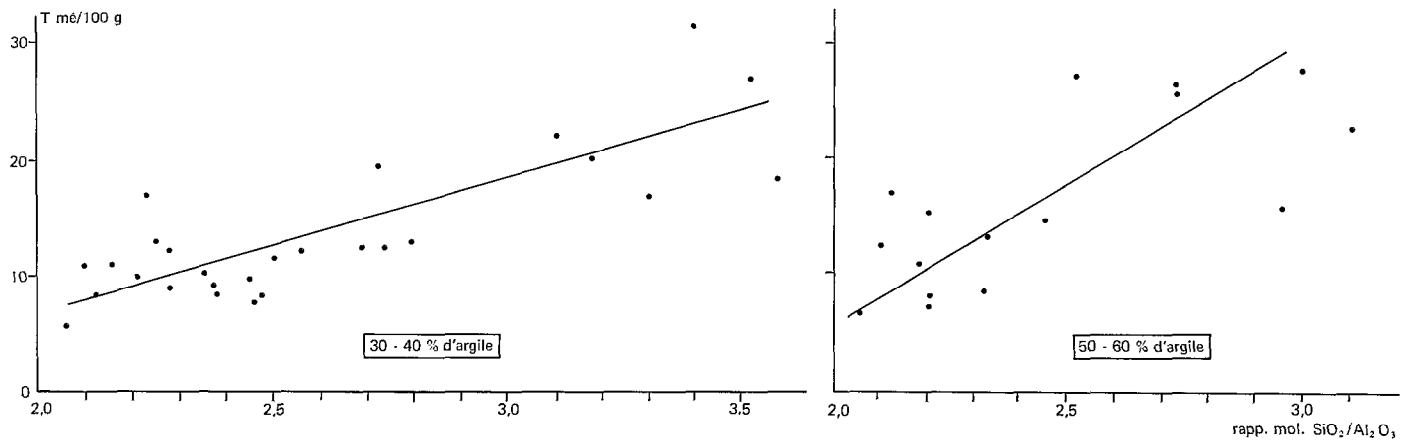


FIG. 29. — Capacité d'échange de la fraction 0 - 2 mm
et valeur du rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 de la fraction argileuse dans les horizons B.

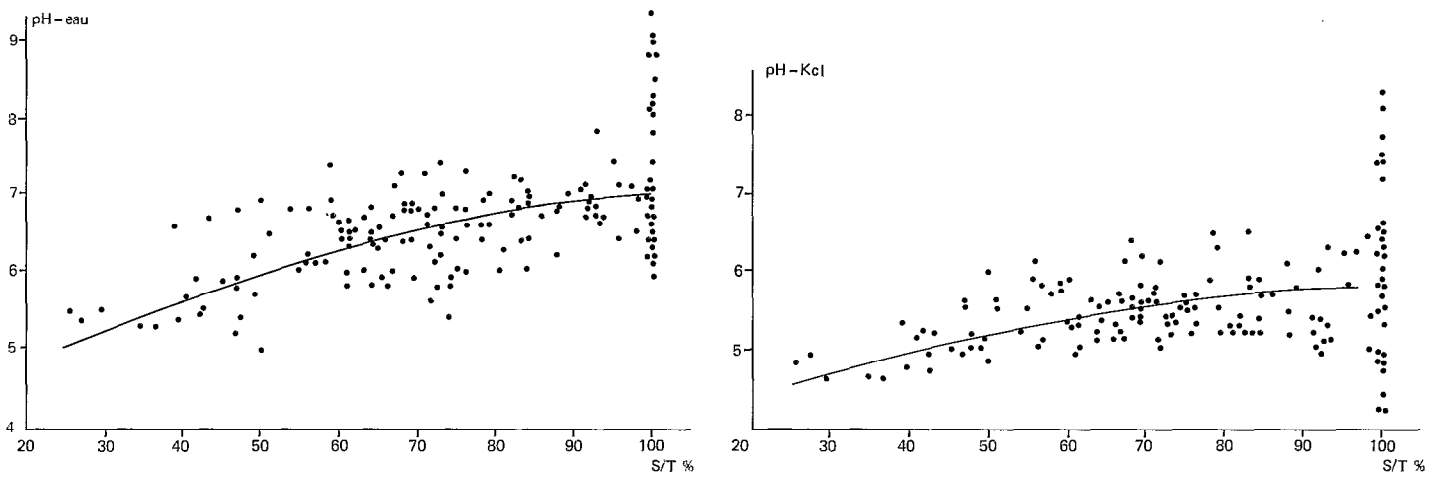


FIG. 30. — Relation entre le pH et le taux de saturation.

phyllites à réseau 2/1 jusqu'au sommet des profils est la règle générale. Enfin, toujours dans l'ordre de la toposéquence virtuelle générale, c'est-à-dire des sols géochimiquement les plus évolués à ceux qui le sont beaucoup moins, les valeurs de la capacité d'échange croissent dans les horizons B, d'une façon régulière. Le tableau 10 (page 105), a montré qu'il en était de même pour les bases échangeables.

III LE TAUX DE SATURATION

On a noté que la charge cationique et la capacité d'échange sont sous la dépendance de facteurs identiques. Il est logique que le taux de saturation, calculé à partir des valeurs de ces deux paramètres, présente des variations moins importantes, aussi bien à l'échelle du profil que d'une catégorie de sols à l'autre. Pour un même profil, il est rare que le rapport entre les valeurs du taux de saturation relevées dans l'horizon B d'une part, et dans l'horizon « A2 » d'autre part, soit supérieure à 8. C'est dans les sols ferrallitiques et dans les sols ferrugineux profonds que les écarts sont les plus importants. Entre les différents grands groupes de sols, les variations du taux de saturation, sont pour les horizons homologues, beaucoup plus faibles. Le tableau indique qu'il en est bien ainsi et permet de noter que, du pôle ferrallitique au pôle vertisol, les valeurs du taux de saturation ne croissent que dans un rapport de 1 à 1,8 à peine, dans les horizons « A2 » et B. Les écarts sont encore beaucoup plus restreints pour les horizons A1, puisque la valeur médiane la plus faible, relevée dans les sols ferrugineux hydromorphes profonds, est de 72,3 %.

TABLEAU 13

Valeurs médianes du taux de saturation (en %).

	horizons		
	A_1	A_2	B
Sols ferrallitiques	81,1	39,5	56,4
S.F.T. lessivés dans matériau kaolinique	76,6	37,0	55,1
S.F.T. lessivés drainés	80,0	49,6	60,8
S.F.T. lessivés hydrom.	72,3	57,2	66,9
S.F.T. faciès mince drainés	72,9	60,2	79,3
S.F.T. faciès mince hydromorphes	82,7	63,1	76,6
Sols régoliques dans matériau montmor.	91,0	61,4	92,3
Paravertisols	81,0	–	98,6
Vertisols	83,7	–	88,8

S.F.T. : sols ferrugineux tropicaux

On peut penser que pour cette partie superficielle du profil, où le taux de saturation est particulièrement élevé, les conditions bioclimatiques sont déterminantes. Les pertes de bases, par lixiviation ou prélèvement par les racines, apparaissent régulièrement compensées dans une large mesure, par le retour au sol des résidus végétaux, sous un climat à longue saison sèche.

IV LE pH

Dans tout l'éventail des sols, le pH, mesuré en suspension aqueuse, est remarquablement stable pour les horizons A1 et « A2 ». Dans le premier de ces horizons, le tableau 14, montre que d'un grand groupe de sols à l'autre, les valeurs médianes oscillent seulement entre 6,4 et 6,8 et ne passent, par exemple, que de 6,4 à 6,5 des sols ferrallitiques aux vertisols. Cette homogénéité traduit l'influence des conditions bioclimatiques tout comme pour le taux de saturation auquel le pH est étroitement lié en général. Pour les horizons « A2 », les écarts présentés entre les différentes catégories de sols sont également très limités, puisque les valeurs médianes extrêmes sont de 5,7 et 6,3. C'est seulement en profondeur, à partir des horizons B que les divergences sont sensibles et les valeurs du pH passent de 5,6 dans les sols ferrugineux développés dans les matériaux kaoliniques, à 7,3 dans les sols régoliques et dans les paravertisols. Le tableau 14 montre que, dans l'ensemble, les valeurs du pH dans l'horizon B, s'ordonnent d'un grand groupe de sols à l'autre, selon un gradient conforme à la toposéquence virtuelle générale. On remarquera que les valeurs les plus élevées sont notées, non dans les vertisols, mais dans les sols régoliques et dans les paravertisols. Ceci s'explique par les concentrations calcaires ou par l'alcalisation du complexe dont les horizons B de ces deux derniers ensembles de sols sont assez fréquemment affectés. Pour les vertisols, les roches-mères, très basiques, sont, en général pauvres en plagioclases sodiques et l'alcalisation du complexe d'échange est rare. D'autre part, le brassage interne empêche, dans la majorité des cas, les concentrations calcaires de se développer et aboutit à une égalisation du pH sur tout le profil.

Mesurées sur des suspensions de sol dans une solution de KCl, les valeurs du pH s'ordonnent dans les profils et d'une catégorie de sols à l'autre, de la même façon que les résultats précédents. Elles ne font apparaître de différences significatives entre les grands groupes de sols, également que dans les horizons B et dans les horizons plus profonds. Les valeurs du pH - KCl sont toujours beaucoup plus faibles que celles obtenues en suspension dans l'eau pure, ce qui indique une fixation d'ions Al par le complexe absorbant. L'écart entre les valeurs du pH - eau et celles du pH - KCl croît dans tous les sols étudiés, en profondeur : de 0,2 à 0,9 pour les horizons A et Bfe, il est en moyenne de 1,7 dans les horizons BC et C.

TABLEAU 14

Valeurs médianes du pH-H_2O.

	horizons		
	A_1	A_2	B
Sols ferrallitiques	6,4	5,9	5,8
S.F.T. lessivés dans matériau kaolinique	6,6	5,7	5,6
S.F.T. lessivés drainés	6,4	6,3	6,0
S.F.T. lessivés hydrom.	6,4	6,0	6,1
S.F.T. faciès mince drainés	6,6	5,8	6,3
S.F.T. faciès mince hydromorphes	6,8	6,1	6,6
Sols régoliques dans matér. montmor.	6,7	6,1	7,3
Paravertisols	6,5	–	7,3
Vertisols	6,5	–	6,9

S.F.T. : sols ferrugineux tropicaux

Les deux graphiques de la figure 30 traduisent les relations entretenues entre le pH (eau et KCl) et le taux de saturation. Si, d'une manière générale, les valeurs de ces deux paramètres concordent, cette liaison est souvent assez lâche. Elle est assez étroite pour les plus faibles valeurs, surtout si l'on se réfère au pH KCl. Par contre, la saturation du complexe absorbant peut s'effectuer sur une gamme de pH fort étendue. Cette divergence entre le pH et le taux de saturation est illustrée si l'on compare les deux paramètres dans les sols à montmorillonite exclusive : alors que le pH - eau se siue dans 43 % des cas en dessous de la neutralité, les valeurs du taux de saturation ne sont inférieures à 100 % que dans 24 % des cas. Il semble donc, du point de vue géochimique, que les valeurs du taux de saturation présentent une meilleure signification.

CHAPITRE X

La matière organique

L'interprétation des données sur la matière organique est rendue difficile pour deux raisons.

— Les activités humaines ont très profondément dégradé le couvert végétal. L'influence de la matière organique dans le développement des différents sols nous échappe donc à peu près totalement.

— La fréquence des feux de brousse entraîne l'accumulation dans les horizons supérieurs, de résidus charbonneux. Les dosages du carbone total de la matière organique deviennent erronnés. Les méthodes de séparation de ces résidus charbonneux sont très délicates et souvent inefficaces quand il s'agit des fractions fines.

Aussi n'accordera-t-on qu'une attention limitée aux résultats que l'étude des différentes catégories de sols a permis d'accumuler au cours des travaux de cartographie.

L'horizon de surface

— Les variations des teneurs en matière organique sont beaucoup plus importantes dans une même catégorie de sols que de l'une à l'autre. Selon le stade de dégradation du couvert végétal, les pourcentages peuvent diminuer dans la proportion de 4 à 1. Cet abaissement est le plus spectaculaire dans les zones densément peuplées du Nord du pays où la matière organique représente fréquemment moins de 0,80 % du sol total dans les 10 premiers centimètres des profils.

— D'un grand groupe de sols à l'autre, les valeurs médianes (tabl. 15) des pourcentages de matière organique oscillent entre 1,7 % (sols ferrugineux hydromorphes profonds) et 3,9 % dans les vertisols. Il est probable que pour les vertisols, les fortes liaisons entre la matière organique et les argiles ralentit la minéralisation des différents acides humiques. C'est dans les sols ferrallitiques sous forêt dense semi-décidue ou sous forêt claire, que les pourcentages de matière organique sont les plus élevés, avec des valeurs

TABLEAU 15

La matière organique et son évolution dans l'horizon A_1 (valeurs médianes).

	Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux profonds		Sols régoliques	Paravertisols	Vertisols
		drainés	hydromorphes			
M.O. %	2,82	2,61	1,73	2,10	3,56	3,85
C/N	14,1	15,1	15,5	16,1	16,90	18,8
Matières humifiées en C/C_{total} %	16,4	20,6	17,8	17,9	–	–

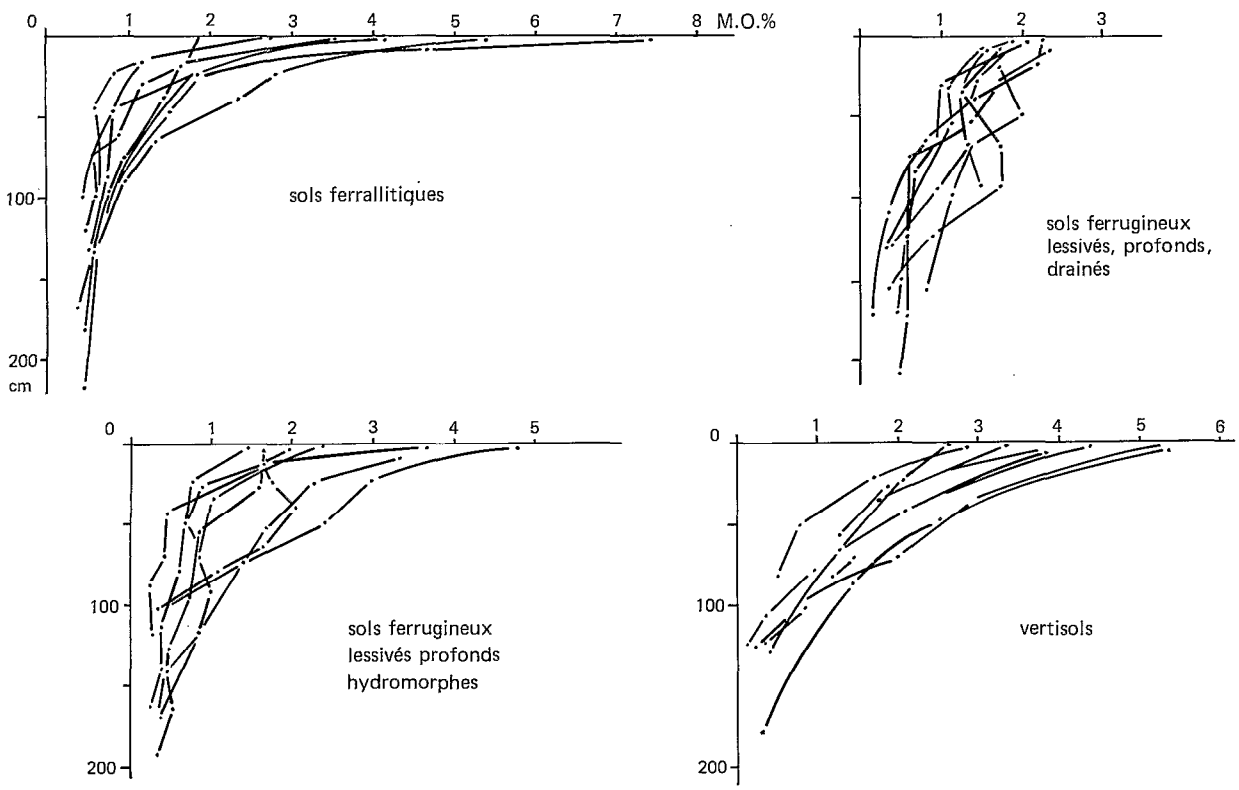


FIG. 31. — Répartition de la matière organique et son évolution en profondeur dans quelques grands groupes de sols (valeurs médianes).

	Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux lessivés		Vertisols
		drainés	hydromorphes	
Profondeur à laquelle M.O. % = 1	58	91	42	90
Profondeur à laquelle M.O. % = 0,50	150	127	109	115
Profondeur à laquelle C/N = 10	100	93	93	100

fréquemment voisines de 5 %. Pour l'ensemble des sols du socle, la médiane générale se situe à 2,6 %, valeur qui est d'ailleurs, égale à celle des sols ferrugineux drainés profonds.

— Le carbone de la fraction humifiée représente, en général, de 16 à 21 % du carbone total. Ce faible pourcentage se rapproche davantage des données obtenues dans le domaine ferrallitique (de BOISSEZON, 1973) que de celles recueillies dans le domaine soudano-guinéen ou soudanien (THOMANN, 1964). Contre toute attente, le test de KOLMOGOROV-SMIRNOV *, effectué sur la distribution fréquentielle des données du taux d'humification n'a révélé aucune différence significative entre les grands groupes de sols ferrallitiques, ferrugineux et régoliques. La question reste cependant posée pour les vertisols et pour les paravertisols, en raison de l'insuffisance du nombre de données. Comme le pourcentage d'humification, le rapport C/N présente de très faibles variations d'un grand groupe de sols à l'autre, puisque ses valeurs médianes varient seulement de 14,1 dans les sols ferrallitiques à 18,8 dans les vertisols. L'hydromorphie ne semble pas présenter une influence importante sur la composition globale de la matière organique. En effet, les valeurs médianes du rapport C/N, de 14,1 pour les sols ferrallitiques s'élèvent seulement à 15,5 pour les sols ferrugineux hydromorphes profonds. Les différences sont d'ailleurs, davantage fonction du taux total de matière organique que de l'évolution pédologique fondamentale. Les tests statistiques de dispersion des données montrent que la seule différence significative est relevée, toujours pour les valeurs du rapport C/N, entre les sols ferrugineux profonds drainés et les vertisols.

Les horizons de profondeur

La décroissance des teneurs en matière organique en profondeur, varie avec les profils et la catégorie de sols. En général, elle s'effectue rapidement (fig. 31), les pourcentages devenant inférieurs à l'unité avant 1 m dans presque tous les sols. Concommitamment, les valeurs du rapport C/N s'abaissent en dessous de 10, également avant 1 m de profondeur. Si l'on compare les données du tableau inclus dans la figure 31, il ne semble pas que l'évolution pédologique fondamentale ait une grande influence sur la répartition et l'évolution de la matière organique en profondeur.

* Par la suite, le test de KOLMOGOROV-SMIRNOV sera désigné, par abréviation : test K-S.

TROISIÈME PARTIE

Interprétations

L'origine et la mise en place des différents matériaux

INTRODUCTION

L'étude comparée de quelques toposéquences qui représentent les principaux types d'organisation à l'échelle des versants a permis de dégager les deux principaux facteurs de la répartition des sols dans le paysage. Ces facteurs sont rappelons-le : la *roche-mère* et, surtout, la succession dans le temps de diverses phases d'érosion, c'est-à-dire *l'âge*.

La situation topographique n'apparaît pas, en soi, le facteur déterminant de la répartition des principaux ensembles de sols : ferrallitiques, ferrugineux et sols à montmorillonite dominante. Si ces différents ensembles sont associés sur un même versant, la raison doit en être trouvée dans le fait que les trois générations de glacis ont contribué pour une part respective plus ou moins importante, à modeler les interfluves dans leur forme actuelle. Dans la toposéquence virtuelle générale, les sols de l'aval, à montmorillonite dominante, ne sont pas le résultat d'une accumulation d'éléments lixiviés des sols ferrallitiques ou ferrugineux de l'amont. Nous les retrouvons en effet, tout aussi bien en position dominante quand l'érosion a fait affleurer sur tout l'interfluve, des matériaux peu altérés riches en bases et en silice. En d'autres termes, les grands groupes des sols ne sont pas génétiquement liés.

Cependant, au delà des variations pédologiques latérales, réalisées, pour l'essentiel, en fonction de l'âge des matériaux d'altération et de la nature de la roche-mère, la différenciation verticale des profils se traduit par les trois caractères constants suivants :

— Les remaniements superficiels, soulignés par la concentration de gravats à plus ou moins grande profondeur dans les profils et par de nettes discontinuités morphologiques;

— la présence de concentrations ferrugineuses, parfois fort importantes, sous forme de concrétions;

— la perte d'argile, également très souvent poussée, qu'ont subi les horizons supérieurs de presque tous les sols.

Ces trois phénomènes autorisent à penser, à priori, que d'importants mouvements de matière se sont effectués en tous lieux. Il importe donc de préciser les directions et le sens de ces éventuels déplacements et de rechercher s'ils n'ont pas constitué un facteur supplémentaire de différenciation latérale.

CHAPITRE XI

La nappe de gravats

I CARACTÈRES GÉNÉRAUX

La présentation des toposéquences a fourni de multiples occasions de reconnaître dans tous les sols et en n'importe quelle situation topographique, la présence de concentrations d'éléments grossiers. Le caractère insolite de ces concentrations est renforcé par leur puissance, par leurs composants tout à fait différents de ceux du reste du profil et par la netteté de leurs limites supérieure et inférieure.

La généralité du phénomène en fait un trait majeur de la différenciation verticale. Celle-ci s'effectue, dans la majorité des cas, selon trois groupes d'horizons dénommés, à la suite de LAPORTE (1962) : *niveaux I, II et III,* de la surface vers la base du profil. Cette nomenclature sera conservée dans toute la suite de l'étude.

Le niveau I, superficiel, renferme peu ou pas d'éléments grossiers. Ceux-ci sont éventuellement représentés par de très petits nodules ou concrétions, des fragments de quartz plus ou moins émoussés ou anguleux, très rarement par de petits débris de roche, en général ferruginisés. Leur taille, dans la plupart des cas, est inférieure à 6 ou 7 mm. C'est seulement quand ce niveau est mince (2 à 3 dm) qu'il peut inclure des éléments de taille supérieure, pouvant atteindre plusieurs centimètres, mais toujours très dispersés dans la masse de terre fine. L'inclusion de ces éléments grossiers dans le niveau I est très vraisemblablement due à leur remontée aux dépens du niveau sous-jacent, à la suite du déracinement d'arbres et du fouissage de galeries par divers animaux. Enfin, à plus ou moins grande profondeur, on note, dans nombre de profils, la présence de débris de poteries, témoins de remaniements anthropiques sur place. En général, tous ces éléments grossiers, de taille supérieure à 2 mm, représentent moins de 20 % de la masse totale. Ce niveau est marqué par une forte éluviation d'argile et, à son sommet, par une accumulation de matière organique souvent modérée. La pédogenèse aboutit au développement d'horizons A1, A2 et plus rarement AB. Dans

certains sols ferrallitiques et ferrugineux, ce niveau peut faire défaut ou être réduit, par érosion, à une mince pellicule.

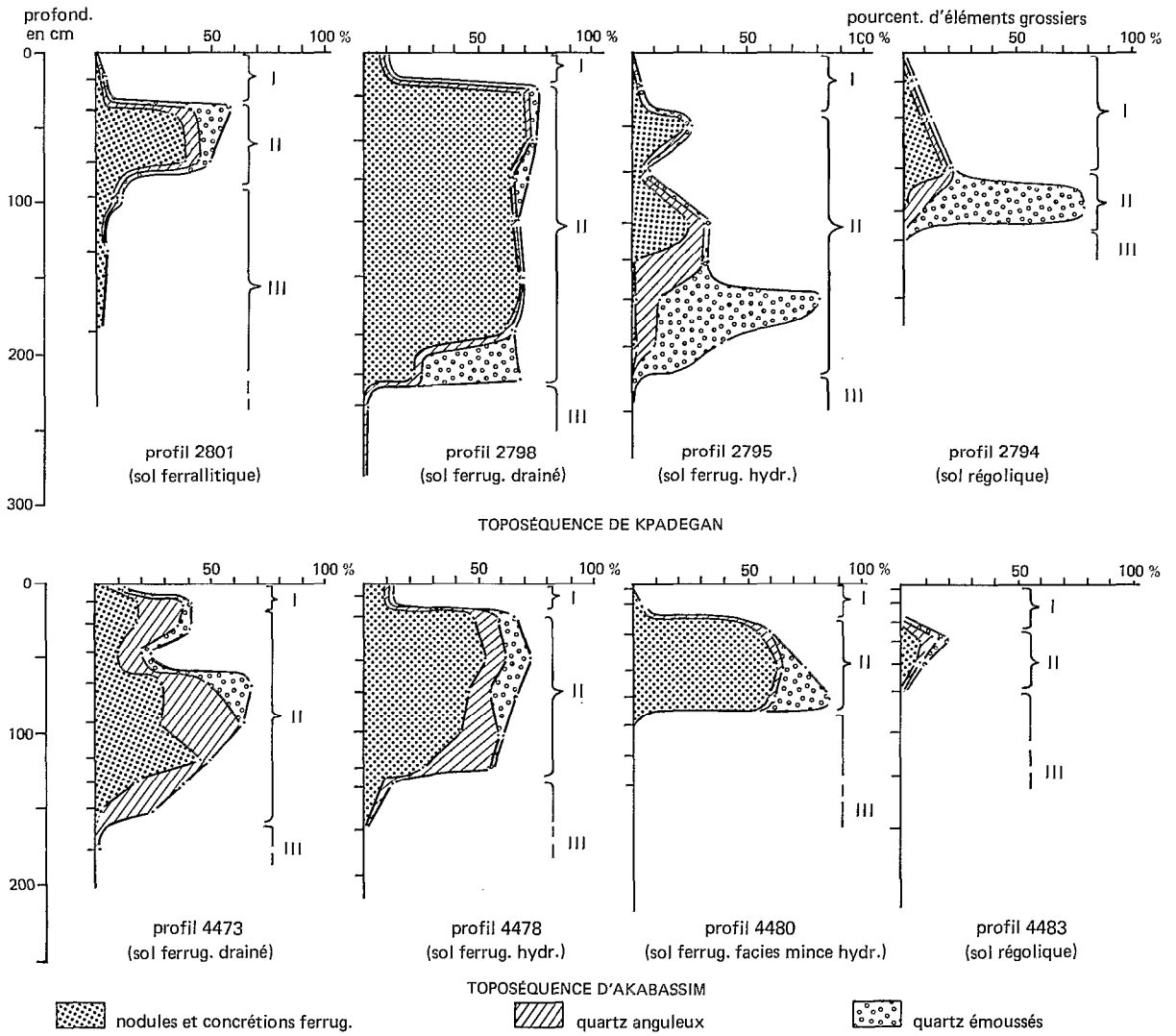


FIG. 32. — Les éléments grossiers dans les profils.

— *Le niveau II*, grossier, concentre pratiquement tous les éléments du profil, de taille supérieure à 2 mm (fig. 32). Ceux-ci sont de nature identique à leurs homologues dispersés dans le niveau supérieur. Toutefois, les débris de poteries sont absents tandis que la présence de blocs cuirassés n'est pas rare. Il est fréquent de trouver des quartz roulés, véritables galets, qui peuvent dépasser 1 dm. La taille des nodules et, dans une moindre mesure, celle des concrétions, peut dépasser 3 cm. L'ensemble de ces éléments grossiers représente parfois plus de 80 % de la masse totale ,la valeur médiane des pourcentages se situant entre 55 et 63 % dans les sols ferrallitiques et ferrugineux. Dans les sols régoliques, paravertisols et vertisols, ce niveau grossier est dans de nombreux cas, réduit à quelques cailloux ou graviers de quartz groupés en zones ou épars, dans un horizon de faible profondeur. Dans ces sols, la moindre abondance des gravats peut être mise en parallèle avec la rareté des filons de quartz dans les substrats généralement plus basiques. D'autre part, le caractère diffus du niveau II est à mettre en relation avec les mouvements internes des matériaux riches en argiles gonflantes ainsi qu'avec la structure, caractérisée, en saison sèche, par l'ouverture de larges fentes de retrait.

Le matériau fin du niveau II est le plus souvent évolué en un horizon B qui s'individualise du reste du profil, surtout par sa couleur et sa structure, et dans une moindre mesure par sa texture. Au sommet, l'éluviation argileuse peut se marquer par le prolongement de l'horizon A2, plus ou moins éclairci, que nous avons noté pour le niveau supérieur. Alors que les nodules ou les concrétions constituent un horizon d'accumulation ferrugineuse très développée (Bfe), la fraction fine intersticielle est parfois affectée par le départ presque complet de l'argile et du fer jusqu'à la base du niveau II. Elle présente alors tous les caractères d'un horizon A2 puissant. C'est presque exclusivement dans les sols ferrugineux sur roches hololeucocrates que l'on peut noter ce développement contrasté.

— *Le niveau III*, sous-jacent, contient peu d'éléments grossiers. Ceux-ci sont représentés par des filons de quartz non ou peu disloqués et par des fragments de roche-mère en voie d'altération. Les uns et les autres sont en évidente continuité avec le substrat géologique.

Dans les deux ou trois décimètres supérieurs de ce niveau, rarement sur une plus grande pronfondeur, on note, dans certains profils, une légère concentration de nodules ou de concrétions ainsi que de petits fragments de quartz hyalins, très anguleux. Ces éléments représentent, dans la majorité des cas, moins de 10 % de la masse totale. C'est principalement dans les sols ferrallitiques et en général dans les matériaux les plus drainants que les éléments ferrugineux grossiers persistent dans ce niveau jusqu'à une assez grande profondeur et en pourcentages notables. Bien que de taille plus réduite, ils présentent une morphologie semblable à celle de tout ou partie des constituants homologues du niveau grossier sus-jacent. Par contre, à la différence de ce dernier, *ils ne sont jamais accompagnés de quartz émoussés.*

Dans ce niveau III, s'individualisent les horizons BC, puis C plus en profondeur. Au sommet, dans certains profils, les caractères morphologiques peuvent être ceux d'horizons B texturaux.

Il est manifeste que le niveau III représente un ensemble de termes d'évolution progressive de la roche-mère sous-jacente, sans déplacement sensible de matériaux sous forme figurée. *Il est donc rigoureusement autochtone.*

Il n'en est pas de même des niveaux sus-jacent I et II. Ceux-ci, par la nature de leurs constituants, par la brutalité de leurs limites (surtout entre le II et le III) matérialisent une discontinuité très souvent remarquable dans l'évolution des profils. Ils sont les témoins d'intenses bouleversements qui ont affecté la partie supérieure de tous les sols et laissent planer un doute sérieux sur leur parenté avec le matériau sous-jacent en place. Leur individualisation a suscité de nombreuses études et hypothèses.

II LES HYPOTHÈSES EN PRÉSENCE

En général, les travaux ont porté sur les deux aspects du phénomène : d'une part, le mécanisme de la concentration grossière (nappe de gravats ou stone-line) et d'autre part, la mise en place du recouvrement fin (niveau I), pour respecter la succession dans le temps, le plus souvent admise, des deux phénomènes.

A Formation des nappes de gravats

La plupart des auteurs invoquent, pour la concentration des gravats, l'action d'une phase érosive, souvent sous climat aride, aboutissant à un « pavage de ruissellement » TRICART et CAILLEUX, 1965). Celui-ci regroupe alors en une couche superficielle, tous les éléments grossiers. dispersés auparavant dans toute l'épaisseur d'anciens sols ou de zones d'altération et qui ont résisté à la compétence du flux érosif.

Dans de nombreux pays, des arguments ont été recueillis en faveur de cette hypothèse : BRÜCKNER (1955), BURRIDGE et AHN (1965) au Ghana, BOURGEAT et PETIT (1966) à *Madagascar*, DE HEINZELIN (1952, 1955) et DE PLOEY (1964) au Congo-Kinshasa, FÖLSTER (1964) au Soudan, OLLIER (1959) en Ouganda,

NYE (1954, 1955-a) au Nigéria, RUHE (1954) également au Congo-Kinshasa, etc. La majorité des études situe ce mécanisme dans le développement de glacis ou de pédiments.

Certains auteurs rejettent toutefois cette explication. DE CRAENE et SOROTCHINSKY (1954) puis DE CRAENE (1956) n'hésitent pas à invoquer « un encroûtement quartzeux » par diagenèse à l'échelle pédologique. Ce processus ne rend pas compte, toutefois, des différences de façonnement entre les quartz émoussés et les quartz anguleux. D'autre part, il semble impossible que des silicifications aussi ordonnées puissent s'effectuer en présence des ions étrangers (MILLOT, 1964) qui caractérisent les solutions qui circulent dans tous les sols togolais. Enfin cette théorie laisse en suspens la question des concentrations ferrugineuses grossières.

LAPORTE (1962), voit dans l'individualisation du niveau II, le résultat de la descente progressive dans le profil, de tous les éléments grossiers. En seraient responsables le brassage biologique (termites), l'alternance de dessiccation et de réhumectation et surtout les différences de densité et de rigidité entre les matériaux grossiers et la fraction fine gorgée d'eau. On ne voit pas très bien comment un tel milieu, devenant assez fluide pour permettre la descente des éléments grossiers, resterait stable sur les fortes pentes de la région étudiée par cet auteur.

D'autres auteurs, pour les régions forestières humides, invoquent le fauchage des filons de quartz par le lent écoulement, différentiel selon la profondeur, d'énormes épaisseurs de sols meubles. Il est peu probable que ce phénomène puisse être retenu pour les faibles pentes du socle togolais.

Enfin d'autres études font appel à des processus plus fondamentalement pédologiques. COLLINET (1969) explique la genèse de certains niveaux grossiers, au Gabon, par la descente d'« un front de destructuration » et d'érosion chimique, concentrant les éléments résistants.

DELHUMEAU (1969), en République du Congo, invoque le démantèlement, en place, d'anciennes cuirasses, par suite de tassements par dissolution des calcaires sous-jacents, formation géologique de la région étudiée.

HUMBEL (1968) retient l'action d'un « front remaniant ». Celui-ci se traduirait, à la suite de l'érosion, limitée aux horizons supérieurs des sols sur pentes, par la redistribution, à très courte distance, de leurs éléments constitutifs. Cette érosion serait la conséquence de l'engorgement d'une partie du profil, au dessus d'un horizon devenu imperméable.

B Mise en place du recouvrement fin

Les schémas proposés par les différents auteurs se partagent. Théories allochtones, autochtones et théories intermédiaires sont proposées.

1 L'ALLOCHTONIE

Le recouvrement fin procéderait d'apports colluviaux plus ou moins lointains (DE CRAENE, 1954; LARUELLE, 1961; WAEGEMANS, 1953; RUHE, 1954; RIQUIER, 1969; SEGALEN, 1969, etc.).

RUHE, en particulier, a observé que des dykes de roches basiques exercent leur influence sur une surface bien supérieure à celle qu'ils occupent sous forme d'affleurements massifs. Il note, d'autre part, que le « basal gravel » repose à des profondeurs pouvant atteindre 8 m à l'aval des pentes. Il conclut en l'origine colluviale du recouvrement fin dont il voit la mise en place au cours du recul parallèle de versants abrupts. Il réfute la théorie de SHARPE (1938) pour qui les éléments grossiers s'incorporeraient au sol en voie de reptation plus rapide en surface qu'en profondeur.

SEGALEN (1969) adopte un schéma voisin de RUHE tout en restreignant beaucoup la distance sur laquelle s'effectueraient les transports. Il s'agirait, pour l'essentiel d'une « inversion de matériaux », les plus fins, déposés en surface, provenant en grande partie des zones d'altération dégagées en amont par le recul de l'escarpement d'érosion.

D'autres auteurs, comme RIOU (1965) en Côte d'Ivoire, et BRUCKNER (1955) au Ghana, envisagent la possibilité d'apports éoliens.

OLLIER (1959) fait cependant remarquer qu'il existe rarement de preuve définitive d'apports étrangers. Telle est également l'opinion de WEBSTER (1965), qui retient, dans les plus grandes épaisseurs de matériaux fins sableux, en bas de pente, la possibilité d'une différenciation purement pédologique.

2 L'AUTOCHTONIE

On a vu, d'après les travaux de LAPORTE, COLLINET et DELHUMEAU, que l'individualisation du niveau fin peut être envisagée comme la conséquence de la descente, dans le profil, des éléments grossiers. Nombre d'auteurs invoquent, toutefois, le mouvement inverse de remontée de particules fines sélectionnées par la faune : BACHELIER *et al.* (1957) au Sud Cameroun, TALTASSE (1957) au Brésil, NYE (1955) au Nigéria, WEBSTER (1965) en Zambie, etc.

3 THÉORIES INTERMÉDIAIRES

Certains auteurs assignent au colluvionnement un rôle plus ou moins important dans la redistribution latérale de matériaux fins remontés par la faune : BRAMMER et DE ENDREDY, 1954; OBENG et QUAGRAINE, 1960; BURRIDGE et AHN, 1965; DE HEINZELIN, 1955; DE PLOEY, 1964; FÖLSTER, 1964; FÖLSTER *et al.*, 1971; WATSON, 1965; etc.

Enfin BOURGEAT et PETIT (1966) distinguent deux unités géomorphologiques : les niveaux locaux d'aplanissement et les versants. Sur les premiers, ils envisagent soit un transport ancien de matériaux à partir de reliefs aujourd'hui disparus ou surbaissés, soit une intervention de la faune du sol. Sur les versants, le recouvrement fin, pour ces deux auteurs, est, pour l'essentiel, le fait du colluvionnement.

III LES DONNÉES RECUEILLIES SUR LE SOCLE TOGOLAIS

L'un des arguments le plus souvent avancé dans les théories allochtonistes est retiré de l'épaisseur des niveaux I et II, et plus particulièrement de son accroissement vers l'aval des versants. Dans cette optique, ont été notées les deux situations topographiques auxquelles l'ensemble des niveaux remaniés (I + II) et le recouvrement fin (niveau I) présentent l'épaisseur maxima, d'une part, et l'épaisseur minima, d'autre part. La distinction qui a été effectuée du niveau I se fonde sur le fait que les matériaux qui le constituent sont, de par leur granulométrie, les plus susceptibles de déplacement dans le paysage. La figure 33 consigne les histogrammes des fréquences absolues de ces situations topographiques.

On note, dans un assez grand nombre de cas, que l'épaisseur maxima du niveau I se situe dans une partie aval des versants. Les fréquences les plus élevées des épaisseurs maxima se situent en effet entre 60 et 90 % de la longueur des versants à partir des sommets. Corroborant ces résultats, les épaisseurs minima, toujours de ce niveau I, présentent leurs fréquences les plus élevées nettement plus en amont, entre 20 et 30 % de la distance entre le sommet et la base des versants.

Si l'on compare maintenant, les fréquences cumulées entre la moitié supérieure des versants et les replats sommitaux d'une part, et la moitié inférieure des versants d'autre part, on relève que la différence ne confirme pas d'une manière décisive les premières données. En effet, pour les épaisseurs maxima on obtient respectivement 46 et 54 % des cas, et pour les épaisseurs minima : 58 et 42 % des cas. Il est assez intéressant de noter que la différence est plus marquée dans le cas des épaisseurs minima. Ceci pourrait donner à penser que l'érosion dans les situations topographiques dominantes et en particulier dans le tiers supérieur des pentes « marquerait » davantage le paysage que l'apport dans les situations déprimées. En d'autres termes, l'accroissement des épaisseurs des niveaux remaniés sur les sections inférieures des versants pourrait n'être, en définitive que relatif. La différence résulterait surtout de l'érosion préférentielle des sections supérieures des versants qui présentent souvent des pentes plus fortes que les sections inférieures. Sur ces dernières, le profil en long de la surface topographique, plus ou moins concave, s'adoucit en direction de l'axe de drainage : les matériaux arrachés de l'amont, n'y effectueraient qu'un simple transit sans donner

lieu à un dépôt, grâce à l'augmentation progressive vers la base des versants, du volume de l'eau ruisselée. C'est d'ailleurs sur les replats sommitaux, qui sont précisément, le moins exposé à l'érosion, que la fréquence de l'épaisseur maxima de l'ensemble des niveaux (I + II) est la plus élevée.

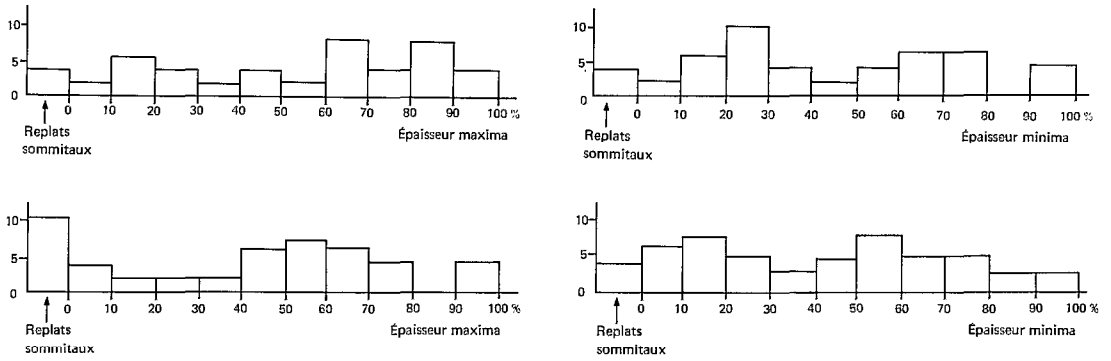


FIG. 33. — Situation topographique et épaisseur des niveaux remaniés.
En haut : Fréquences absolues des situations topographiques des épaisseurs maxima et minima du niveau I
En bas : Fréquences absolues des situations topographiques des épaisseurs maxima et minima de l'ensemble des niveaux remaniés (I + II).
En abscisses : pourcentages de distance entre sommet et base des versants.
En ordonnées : fréquences absolues.

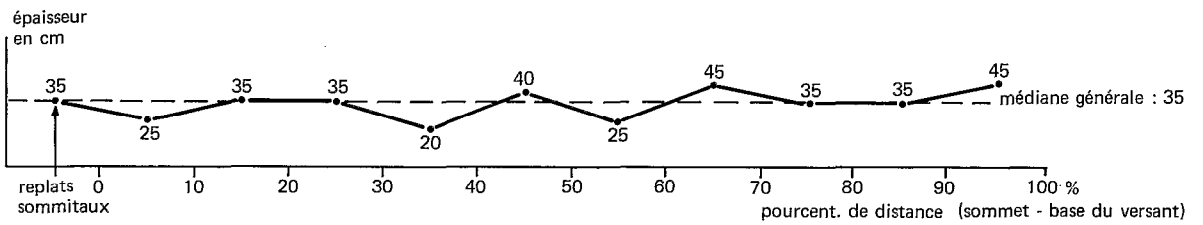


FIG. 34. — Valeur médiane de l'épaisseur du niveau I en fonction de la situation topographique.

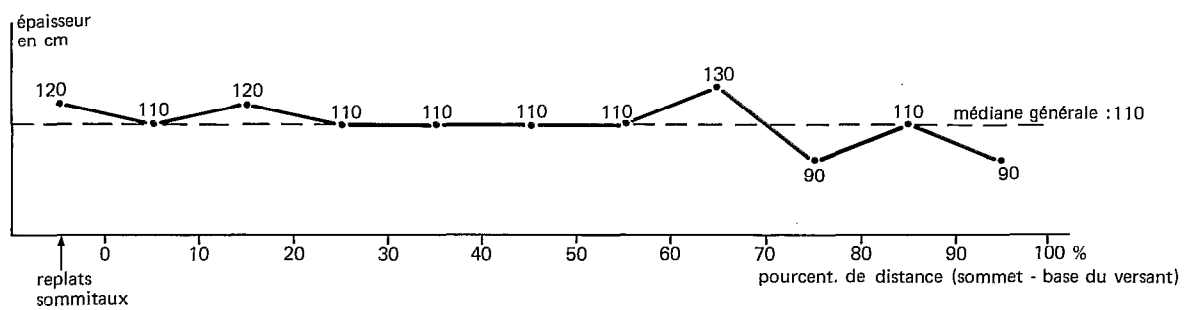


FIG. 35.— Valeur médiane de l'épaisseur de l'ensemble des niveaux remaniés (I + II) en fonction de la situation topographique.

La figure 34 traduit la variation, à l'échelle de tous les sols étudiés sur le socle, de l'épaisseur des recouvrements fins, en fonction de la situation topographique relative. Nous pouvons, certes, relever que la plus forte valeur médiane correspond précisément au pied des versants, mais plus en amont, aucune augmentation systématique en fonction de la distance au sommet, ne vient l'annoncer. Le test K-S sur les distributions fréquentielles des données, a montré qu'il n'existe en fait, aucune différence significative entre les épaisseurs notées au pied des versants et celles qui sont relevées dans la section comprise entre 30 et 40 % de la distance à partir du sommet, où la médiane (20 cm) est minima.

Toutefois, la prise en considération du seul niveau I risque d'aboutir à une vue partielle du problème. La raison en est que le concrétionnement des hydroxydes de fer, entraîne la formation d'éléments grossiers et modifie en conséquence, l'importance relative de chacun des deux niveaux remaniés, I et II. Nous verrons, dans un chapitre ultérieur, que les nodules et les concrétions se sont, dans la majorité des cas formés en place. Il est donc plus déterminant de faire référence à l'épaisseur totale des deux niveaux. La figure 35 montre, en effet, en opposition avec la figure 34 précédente, que cette épaisseur est loin d'être la plus élevée sur la base des versants. La valeur médiane maxima de 130 cm, ne se situe qu'entre 60 et 70 % de la distance du sommet à l'axe de drainage, tandis que dans l'ordre décroissant des valeurs médianes, viennent ensuite les sommets, puis une section située très en amont sur les pentes. Enfin, au delà des différences présentées par les valeurs médianes, les comparaisons statistiques ont montré qu'il n'existe aucun écart significatif entre les groupes de données recueillies sur les diverses situations topographiques. Ces résultats nous indiquent que *le remaniement d'une partie supérieure des profils est non seulement un phénomène constant, mais qu'il présente quantitativement les mêmes caractères d'une situation topographique à l'autre.*

Cette dernière remarque reste vraie si nous ne faisons plus seulement référence à la topographie mais aussi à la géomorphologie, c'est-à-dire si nous classons les données par génération de glacis. En effet, des témoins des hauts glacis aux interfluves les plus surbaissés, façonnés par la plus récente phase d'érosion, la puissance de l'ensemble des horizons remaniés conserve à peu près les mêmes valeurs. Si l'on prend, par exemple, les sommets ou les replats sommitaux, pour nous référer à une même situation topographique relative, la valeur médiane des épaisseurs est de : 98 cm pour le haut glacis, 127 cm pour le moyen glacis et 82 cm pour le bas glacis. Si l'on compare au groupe de valeurs obtenues pour le haut glacis, chacun de ceux qui ont été recueillis pour les deux unités géomorphologiques plus jeunes, les tests statistiques ne mettent en évidence aucune différence significative. Si l'on se réfère alors aux théories allochtonistes, il est difficile d'imaginer comment des apports de matéraux auraient pu se solder par des accumulations aussi uniformes tout au long des modifications successives du paysage.

Enfin d'un point de vue pédologique, l'hypothèse d'un dépôt colluvial en bas des versants est, dans la majorité des cas, infirmée par ce que l'on observe dans les profils. En effet, c'est dans les niveaux les plus profonds de l'aval que l'on devrait trouver les matériaux les plus évolués puisque déposés les premiers. Or, on note un gradient inverse : les minéraux altérables sont de plus en plus abondants vers la base des versants et vers celle des niveaux remaniés.

IV LA MISE EN PLACE DES PRINCIPAUX CONSTITUANTS DE LA NAPPE DE GRAVATS

Les constituants des gravats peuvent être rangés en trois catégories principales, par leur nature et leur forme. Par ordre d'mportance quantitative, seront étudiés les éléments ferrugineux, les quartz grossiers anguleux, les quartz grossiers émoussés.

1 LES ÉLÉMENTS FERRUGINEUX

WAEGEMANS (1953) considère que les nodules et les concrétions se sont formés en place quand, dans le profil, un horizon d'argile tachetée, sous-jacent, leur fait suite et présente leurs ébauches sous forme de zones vivement colorées.Il est cependant concevable, qu'au cours de l'évolution d'un sol, tout horizon puisse acquérir des caractères morphologiques radicalement différents de ceux qu'il présentait à l'origine. Dans le cas précis de l'argile tachetée, les causes de sa transformation en un matériau plus homogène peuvent être nombreuses : amélioration du drainage par approfondissement du profil, brassage du matériau par l'activité biologique (enracinement, faune du sol) etc. Si bien qu'en définitive, l'évolution d'un profil peut atteindre un stade auquel les transformations successives empêchent d'en retracer l'histoire.

Les preuves du développement en place de ces éléments ferrugineux grossiers manquent donc bien souvent. La concentration des nodules ou des concrétions dans les mêmes horizons que d'autres éléments

manifestement étrangers tels que des galets de quartz, leurs formes fréquemment arrondies qui laissent présumer leur usure par transport, etc. sont autant d'arguments qui permettent de penser qu'ils sont allochtones. Il n'en reste pas moins que, à l'origine, les nodules et les concrétions, qui présentent une toute autre structure que celle des roches-mères, ne peuvent résulter que de l'induration en place de matériaux fins. C'est pourquoi il est nécessaire d'étudier l'ensemble de leurs caractères et les conditions de leur formation. Ceci permettra de mieux préciser les possibilités ou les impossibilités de leur développement dans les profils qui les renferment. C'est ce qui sera tenté dans un chapitre ultérieur.

Pour la présente partie de l'étude seront évoqués deux aspects particuliers de l'ensemble des éléments ferrugineux grossiers : les blocs de cuirasse et les pseudoconcrétions.

Les blocs de cuirasse

Les blocs de cuirasse sont nettement plus rares que les nodules et les concrétions. Le pourcentage des profils marqués par leur présence, est faible : 5 % environ. Leur taille n'excède pas 30 cm, en général. Dans la majorité des cas, ces blocs plus ou moins isolés au sein d'horizons à nodules et concrétions, sont constitués d'éléments ferrugineux semblables à ces derniers et soudés par un ciment plus ou moins solide. Cédant facilement sous le marteau, ils sont souvent fragiles. Il est, dans ces conditions, difficile de voir dans leurs formes arrondies le résultat d'un transport qui les aurait émoussés à la manière des quartz, autrement plus cohérents et plus résistants. D'autre part, il suffit d'observer les cuirasses en voie de démantèlement pour se rendre compte que leur débit aboutit sur place à des fragments en majorité limités par des faces courbes. En l'occurrence, il est plus logique de voir dans la forme arrondie des blocs de cuirasse, un émoussé d'origine chimique ou par désagrégation sur place plutôt que la trace d'un transport mécanique. La mise au contact avec les agents atmosphériques et, en particulier, les variations de température et d'humidité, peuvent expliquer l'effritement des angles vifs. Enfin, comme le signale MAIGNIEN (1966), les structures arrondies de certains blocs cuirassés peuvent traduire un certain type de précipitation des hydroxydes de fer au sein des matériaux argileux ou riches en cations alcalino-terreux. On peut, en effet, retenir commme plausible, le phénomène de cimentation centripète autour de petites poches favorables à la précipitation et à l'induration des hydroxydes.

Les pseudo-concrétions

Le terme de pseudo-concrétions, désigne des fragments ferruginisés de roche plus ou moins altérée au préalable. A la cassure, ces éléments ferrugineux sont faciles à distinguer des nodules et des concrétions, grâce à la permanence de la structure lithologique. Les pseudo-concrétions sont observées presqu'exclusivement dans les sols développés aux dépens de micaschistes, de quartzites et parfois d'amphibolites. Formées à partir de fragments de roches reconnaissables, on doit vérifier que le sol peut les avoir héritées de la roche-mère sous-jacente. Si le faciès de celle-ci est différent, la mise en place par transport est évidente. Encore faut-il tenir compte des variations verticales des faciès dans le soubassement. Enfin si ces pseudo-concrétions reposent sur un niveau à quartz émoussés, manifestement étrangers quand il s'agit de véritables galets, leur origine ne peut être qu'allochtone.

Le triage et l'étude des divers éléments grossiers de plus de 150 profils n'a jamais permis de retenir de telles possibilités de transport. Les pseudo-concrétions ne s'observent que sous deux formes de gisements.

— Dans le premier cas, elles se trouvent à la base du niveau III bien en place et en parfaite continuité avec la roche-mère sous-jacente. Elles présentent le souvenir de certains faciès de cette roche-mère.

— Dans le second type de gisement, ces pseudo-concrétions montent jusque dans le niveau II remanié, mais sans solution de continuité avec le niveau III. Dans ce cas il n'y a pas présence de gravats reconnus allochtones et si ces derniers existent dans le profil, c'est uniquement dans des horizons sus-jacents qu'ils se trouvent. Le passage entre le niveau II et le niveau III s'effectue par diminution du nombre des éléments grossiers et par la variation rapide des caractères morphologiques du matériau fin.

2 LES QUARTZ GROSSIERS ANGULEUX

Les filons de quartz sont très abondants dans toutes les roches du socle. Dans tout profil d'altération, on peut les reconnaître, d'abord intacts au milieu des altérites puis progressivement déformés. Les sols

sont donc partout alimentés en quartz autochtones et il est impossible d'envisager à priori une origine purement allochtone aux quartz anguleux. A la surface des sols érodés de la zone montagneuse, on observe la concentration en surface de ces quartz anguleux. On peut donc retenir un mécanisme semblable pour l'origine des nappes de gravats trouvées au sein des profils du socle. De fait, dans les Monts Togo, aux pentes fortes, on voit que ces éléments grossiers sont peu mobiles, bien qu'ils soient exposés à de forts ruissellements. Ils forment un pavage d'érosion, stable, dont l'épaisseur est indépendante de la situation topographique. Il n'est pas rare de pouvoir les relier à des filons dans les horizons sous-jacents. L'épaisseur de la tranche érodée peut être estimée suffisante pour rendre compte des concentrations de quartz. Aussi, au long de l'histoire du socle, ces pavages se seraient nourris au hasard de la fréquence des filons de quartz dans le substratum. Leur genèse peut, en effet, se concevoir par une « contraction » de la masse entière d'une partie du profil par exportation progressive de matière. Cette exportation peut être de plusieurs natures : dissolution, lessivage de particules fines, remontées biologiques, etc.

3 LES QUARTZ GROSSIERS ÉMOUSSÉS

La plupart, sinon la totalité, des nappes de gravats présentent des quartz grossiers émoussés. Cet émoussé peut être dû soit à la dissolution, soit à l'érosion mécanique. Plusieurs auteurs ont signalé des cas d'émoussé de morceaux de quartz par dissolution chimique. Un exemple spectaculaire est signalé par BOYE (1960) en Guyane. Cet auteur a pu observer, au cours de sondages pratiqués dans des gneiss arénisés, des quartz émoussés et même arrondis, en place. Il en conclut que ces formes peuvent être acquises en l'absence de tout transport. Il est probable que nombre de quartz émoussés des nappes de gravats, au Togo, procèdent d'une telle dissolution superficielle d'anciens éléments filoniens. Toutefois, ce processus ne paraît plus trouver, sur le socle granito-gneissique les conditions géochimiques nécessaires. En effet tous les quartz observés dans le niveau autochtone de tous les sols sont parfaitement anguleux et ne subissent aucune dissolution sensible. On retrouve ces quartz arrondis ou plus ou moins usés, tout aussi bien au sein des matériaux montmorillonitiques, très riches en silicates facilement solubilisables que dans les sols ferrallitiques qui sont dépourvus de ces minéraux.

Dans ces conditions, l'origine de ces gravats émoussés correspond probablement à des phases très anciennes de l'histoire pédologique du socle. Il en est de même quand il est permis de supposer que ces quartz ont été usés mécaniquement (présence de fines stries à leur surface). Leur situation sur les axes d'interfluves, comme en toute autre partie des versants, montre que ces gravats procèdent d'une dynamique ancienne, dont on ne peut plus identifier le cadre. Ceci est particulièrement le cas des sommets de versants qui se recoupent avec des angles vifs. L'absence de replat sommital, comme il est bien souvent de règle pour les interfluves façonnés en dessous du niveau des hauts glacis, amène à penser que l'éventuelle terrasse qui a permis leur dépôt, a disparu depuis fort longtemps. Dans l'hypothèse d'un dépôt fluviatile, on ne peut jamais reconnaître, dans l'accumulation des galets, de disposition préférentielle traduisant la direction de leur apport. Ce fait permet de penser que des bouleversements mécaniques ont affecté des « terrasses ». Il est alors difficile d'imaginer que le matériau fin de ces anciennes formations fluviatiles, beaucoup plus mobile que les quartz grossiers a pu résister à ces bouleversements et s'est maintenu sur place. Il est plus probable qu'il a disparu, entraîné par l'érosion.

Comme LENEUF (1964) le souligne à propos de la Côte d'Ivoire, le socle, depuis son origine, a subi le décapage d'une énorme tranche de terrains. Les aléas de la distribution du réseau hydrographique, tout au long de cette très longue histoire, rendent alors plausible l'existence, à la verticale de n'importe quel point, d'un ancien cours d'eau. Par conséquent, on ne s'étonnera pas de retrouver ce genre de gravats un peu partout. En tout état de cause, le mécanisme de recul parallèle des versants couplé à un recouvrement fin résiduel sur les glacis, permet difficilement d'envisager de possibilité d'usure mécanique assez poussée pour aboutir aux galets que l'on observe bien souvent. Certes TRICART (1961) cite des travaux démontrant que l'usure des quartz peut s'effectuer sur place grâce aux frottements de particules plus fines transitant à leur contact. On pourrait en retenir le principe sur les glacis en cours de façonnement, mais en supposant de très importants débits liquides et solides. Ce schéma est applicable aux quartz présentant simplement des angles ou certaines faces usés, mais ne l'est pas quand il s'agit de véritables galets.

Quoi qu'il en soit, qu'ils procèdent d'une dissolution ou d'une usure mécanique, tous ces quartz émoussés se sont vraisemblablement retrouvés à une période donnée, concentrés en surface par l'exportation à peu près totale des formations fines qui les englobaient. Ils ont été ensuite, incorporés aux sols développés

dans les altérations du substrat géologique. Ceci permet d'expliquer leur présence dans les sols dont les liens avec la roche-mère sous-jacente sont très étroits, comme les vertisols par exemple. Rien ne laisse, par ailleurs, supposer qu'il en soit autrement pour les sols où ces liens sont moins évidents.

V VARIATIONS LATÉRALES DE LA COMPOSITION DE LA NAPPE DE GRAVATS

La figure 36 consigne les histogrammes des fréquences absolues des situations topographiques auxquelles, dans l'ensemble des 48 séquences étudiées, on peut noter l'abondance maxima des trois principales catégories d'éléments grossiers : quartz émoussés, quartz anguleux, éléments ferrugineux (nodules et concrétions). On remarque les faits suivants.

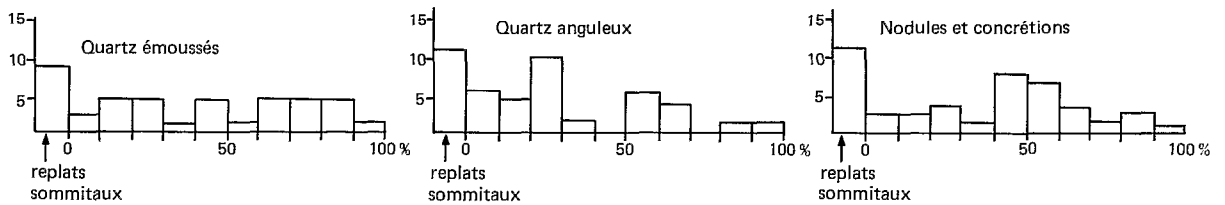


FIG. 36. — Fréquences des situations topographiques auxquelles chaque grande catégorie d'éléments grossiers présente la concentration maxima dans chacune des toposéquences étudiées.
en abcisses : pourcentages de distance entre sommet et base des versants
en ordonnées : fréquences absolues

— Les quartz émoussés, en dehors d'un maximum assez prononcé pour les axes d'interfluves, se répartissent, à l'échelle du socle, à peu près également en toutes situations topographiques sur les versants.

— Les quartz anguleux sont nettement plus fréquents sur les axes d'interfluves ainsi que sur le tiers supérieur des versants. Les fréquences diminuent ensuite vers l'aval. Ce gradient confirme l'altération et l'érosion différentielle du socle qui mettent en relief les faciès les plus résistants, riches en filons quartzeux, tandis que les roches les moins siliceuses permettent, par leur altération plus facile, les incisions du réseau de drainage. En comparaison, l'égale répartition des quartz émoussés sur les pentes, alors qu'un maximum de fréquence correspond aux replats sommitaux, semble traduire que la très longue période de temps nécessaire à leur façonnement, a permis une certaine redistribution latérale. On peut toutefois se demander si l'homogénéité des fréquences tout au long des pentes ne procède pas simplement de l'égalisation statistique de la concentration résiduelle sur place de ces gravats émoussés, très anciens, aux dépens d'épaisses tranches érodées.

— Les concentrations ferrugineuses grossières présentent, dans de nombreuses toposéquences, leur maximum relativement plus bas sur les versants. Le propos n'est pas encore d'analyser le déterminisme de ces situations préférentielles, mais la comparaison du troisième histogramme avec les deux précédents indique pour les nodules et les concrétions, une certaine individualité par rapport à la mise en place des autres constituants du niveau II.

Ces données et ces remarques amènent à penser qu'un gradient latéral affecte la constitution du niveau grossier. Dans cette optique, un exemple des conditions des concentrations grossières peut être tiré d'une toposéquence étudiée dans le centre nord du pays. Il s'agit de celle du Kpélou (fig. 37, h.t.), développée sur un versant dont la pente générale, de 4,6 %, se situe parmi les plus fortes que l'on puisse noter sur le socle. Le triage des éléments grossiers de chaque profil a permis le calcul de l'abondance, par unité de surface, des quartz émoussés, des quartz anguleux ainsi que des nodules et des concrétions (tabl. 16).

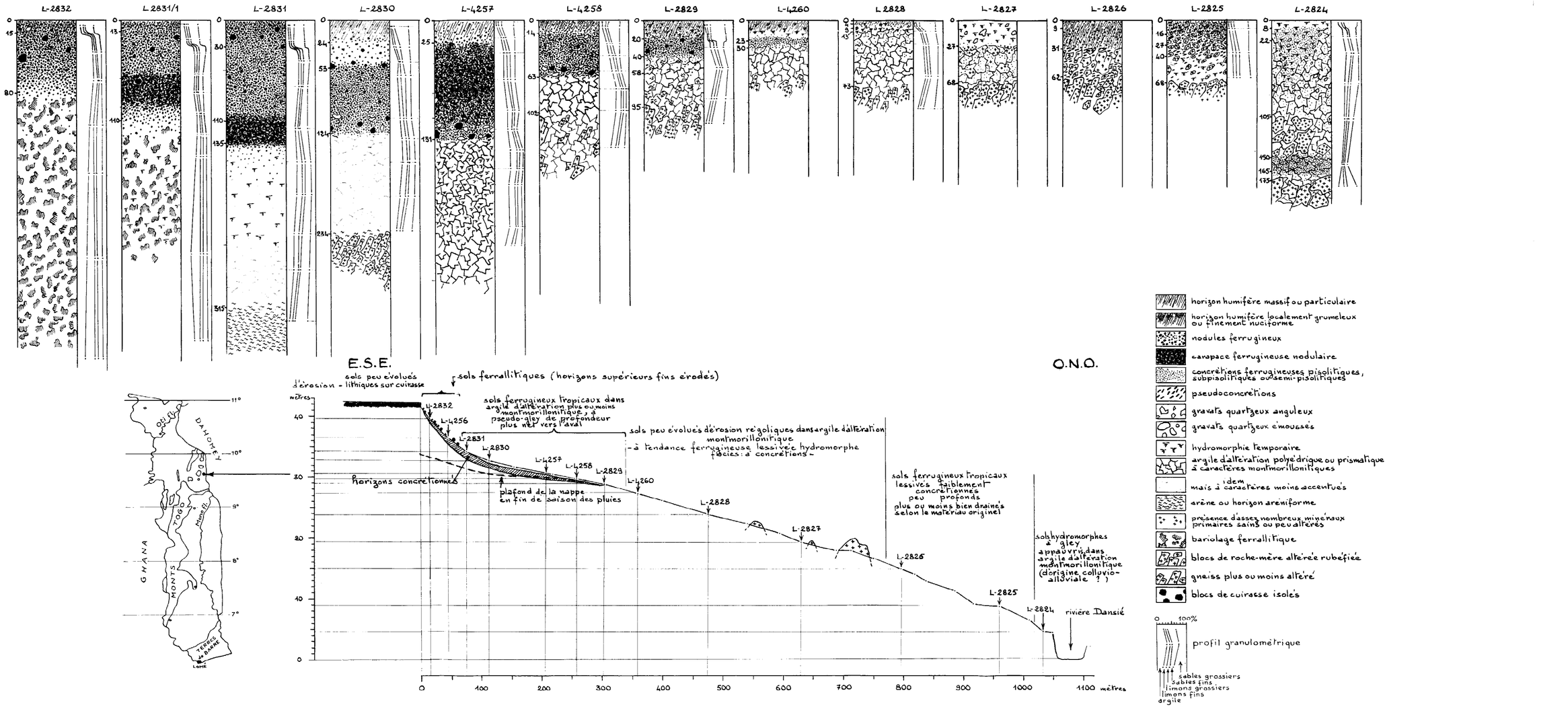


FIG. 59. Schéma figuratif de la toposéquence de Ketao.

TABLEAU 16

Exemple de variation de l'abondance des divers éléments grossiers à un passage lithologique.

Profils		4420	4700	4701	4421	4704	4705	4422	2609
Quartz émoussés	> 7 mm	4,95	15,07	2,42	0,87	0,22	0,75	0,34	0,56
		(3,4)	(6,4)	(0,9)	(15,5)	(0,7)	(2,1)	(3,1)	(3,1)
	< 7 mm	1,43	2,36	2,55	0,06	0,32	0,36	0,11	0,18
Quartz anguleux	> 7 mm	1,00	13,34	5,96	0,58	0,45	1,23	4,06	0,34
		(0,2)	(4,1)	(1,3)	(0,8)	(0,6)	(1,2)	(6,4)	(0,7)
	< 7 mm	5,75	3,23	4,44	0,70	0,80	0,98	0,64	0,47
Nodules et concrétions ferrugineux	> 7 mm	35,90	16,72	20,45	7,48	9,89	12,36	2,23	17,19
		(0,9)	(0,6)	(0,4)	(0,3)	(0,7)	(0,4)	(0,1)	(4,0)
	< 7 mm	40,96	28,80	50,91	26,02	14,36	29,42	21,18	4,34
		QUARTZITES			MICASCHISTES				

N.B. — les valeurs sans parenthèses = quantité (en kg) par section de 1 dm², pour toute l'épaisseur du profil.
— entre parenthèses : rapport des deux fractions granulométriques.

La série des valeurs consignées dans l'ordre, de l'amont vers l'aval, traduit assez bien la discontinuité lithologique qui sépare l'ensemble des trois premiers profils (4420, 4700 et 4701) de ceux qui leur succèdent en direction de la base du versant. Pour les premiers, la roche-mère est constituée de quartzites très riches en filons de quartz tandis que dans les profils de l'aval, elle est représentée par des micaschistes feldspathiques très pauvres en de telles interstratifications grossières. L'abondance des gravats quartzeux émoussés comme celle des anguleux, décroît nettement quand l'on passe des quartzites aux micaschistes. De plus, la proportion relative entre les deux classes granulométriques distinguées pour chacune de ces deux catégories de gravats, ne traduit aucune répartition préférentielle de l'amont vers l'aval en fonction de la taille. Cette discontinuité est d'autant plus remarquable qu'elle se réalise sur 20 m environ.

Cet exemple qui réunit quelques conditions particulièrement favorables à l'étude de la répartition latérale des gravats, montre que tous les quartz grossiers, émoussés ou anguleux, peuvent être étroitement liées aux faciès du substrat et que leur déplacement latéral n'apparaît guère sensible. Les valeurs calculées pour les éléments ferrugineux grossiers indiquent, au passage, que leur répartition ne se calque pas sur celle des autres constituants du niveau II. Ceci indique que leur présence résulte d'un autre mécanisme que la concentration résiduelle.

VI CONCLUSION

Les concentrations de gravats dans les profils et le recouvrement fin des éléments grossiers présentent trois caractères fondamentaux :

— leur ubiquité;
— l'assez large indépendance de leur épaisseur par rapport à la situation topographique;
— le lien fréquent entre les gravats quartzeux et la lithologie du soubassement.

Les données recueillies indiquent que le phénomène est une constante du développement pédologique, sans déplacement latéral sensible de matériaux. On pourrait supposer, à la rigueur, que les constituants de la partie remaniée des sols des témoins aplanis du haut glacis, représentent d'anciennes nappes d'épandage, originaires de reliefs aujourd'hui disparus. Mais on ne peut retenir cette explication quand il s'agit, par exemple, de lignes de crêtes façonnées par le recoupement à angles vifs des versants. Et cependant les profils qui se sont développés dans ces situations topographiques présentent des témoignages de remaniements superficiels aussi profonds.

Il ne semble donc pas que l'on doive retenir pour la partie remaniée des profils, une origine colluviale envisagée, par nombre d'auteurs, comme la conséquence de la formation de glacis à la suite du recul parallèle d'un escarpement d'érosion. D'autre part, l'Afrique, du moins dans la région intéressée, n'a pas subi depuis fort longtemps de glaciation, phénomène qui a pour résultat le déblayage de la totalité des formations superficielles. Enfin, le développement des sols ferrallitiques ne semble pas avoir été suffisamment poussé pour entraîner le lent écoulement en masse des matériaux sur les versants. On peut donc déduire que la concentration des gravats s'est effectuée à la suite de l'érosion superficielle, beaucoup moins spectaculaire, des matériaux fins d'anciennes formations meubles. Les éléments grossiers ont été laissés sur place ou plutôt, la nappe qu'ils ont constitué a suivi le mouvement vertical de l'abaissement progressif du socle.

Le problème des remaniements superficiels des sols se ramène essentiellement à l'incorporation de ces gravats aux profils actuels, c'est-à-dire à la redistribution superficielle des matériaux fins issus de l'altération du substrat. Nous tenterons de tirer de l'étude des sables de nouvelles données pour comprendre cette redistribution. Ensuite, sera traitée l'origine des nodules et des concrétions puisque les possibilités de néoformation les distinguent des constituants quartzeux hérités plus ou moins directement du soubassement.

CHAPITRE XII

Les sables : quartz et minéraux peu altérables

I MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ

L'étude de la morphologie des sables a porté, pour l'essentiel, sur les formes des grains de quartz, selon la classification exposée par TRICART (1965). Seules furent effectuées des déterminations semi-quantitatives, mais de tous les profils étudiés, il ressort une homogénéité remarquable dans les résultats. Les principaux traits sont les suivants.

— Dans une très grande majorité des échantillons examinés, les sables sont de formes anguleuses : irrégulières, polyédriques ou, parfois, triangulaires. Ils sont souvent opaques dans les fractions les plus grossières (supérieures à 1 000 microns) mais les plus nombreux sont translucides. Certains sont saccharoïdes, également dans les fractions grossières. Dans l'ensemble, tous ces grains anguleux sont peu ferruginisés. Curieusement, malgré « l'envahissement » par les sesquioxydes de fer des horizons B des sols ferrallitiques et ferrugineux, le quartz, en dehors des nodules et des concrétions, paraît peu affecté. En particulier, les fissures que l'on observe dans certains grains, sont peu atteintes par la ferruginisation. La fissuration des sables quartzeux s'effectue principalement à la base des horizons C, au passage à la roche-mère encore cohérente. Plus haut, le phénomène se ralentit d'une manière très sensible, après avoir provoqué la division des particules les plus grossières. Il en est ainsi dans tous les grands groupes de sols.

— Certains grains présentent des signes d'usure. Celle-ci se manifeste de façons diverses au sein d'un même échantillon, et, d'un horizon ou d'un profil à l'autre, on ne peut pas distinguer de différences

nettes dans la fréquence des formes. Dans le même lot, des grains sont simplement subanguleux, d'autres sont arrondis ou ovoïdes. Les grains ronds sont très rares. Entre les uns et les autres, toutes les formes de transition existent. Aussi, parlerons-nous simplement de grains usés ou façonnés.

TABLEAU 17

Fréquences des profils présentant des sables usés dans les principaux ensembles de sols.

Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux		Sols régoliques Paravertisols Vertisols
	drainés	hydromorphes	
11/26 (≃ 42 %)	25/57 (≃ 44 %)	10/24 (≃ 42 %)	4/13 (≃ 31 %)

TABLEAU 18

Fréquences des profils présentant des sables usés dans diverses situations topographiques.

Sommets et replats sommitaux	1/4 supérieur des versants	entre le 1/4 supérieur des versants et la mi-pente	entre la mi-pente et le 1/4 supérieur des versants	1/4 inférieur des versants
9/22 (≃ 41 %)	11/24 (≃ 45 %)	13/26 (≃ 46 %)	11/26 (≃ 42 %)	5/17 (≃ 29 %)

Leur caractère commun est qu'ils sont beaucoup plus ferruginisés que les sables anguleux et ceci d'autant plus que le degré d'usure est poussé. On peut alors se demander si ces formes ne découlent pas du revêtement par des enduits ou par des pellicules de sesquioxydes de fer, de grains antérieurement anguleux. On peut interpréter diversement ces morphologies en y voyant le résultat soit d'une dissolution soit d'un transport. Mais en tout état de cause, la présence de grains usés dans un profil apparaît largement indépendante de l'évolution pédologique et de la situation topographique comme l'indiquent les tableaux 17 et 18.

— Les grains qui présentent des signes d'usure *disparaissent en profondeur, en même temps que les gravats grossiers émoussés.* Ils laissent alors la place uniquement à des sables anguleux. Ceux-ci sont, en général, translucides et sont rarement affectés par la ferruginisation.

TABLEAU 19

Médianes des pourcentages de grains usés dans les différentes classes granulométriques.

2000	1600	1250	1000	800	500	400	315	250	200	160	125	100	80	63	50
4	4,25	2,5	2,5	1	Tr.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

— Les grains usés se retrouvent pour l'essentiel dans les fractions granulométriques grossières : de 500 à 2 000 microns. Les pourcentages (tabl. 19), calculés par le comptage portant sur des lots qui comprenaient en général 200 grains, décroissent parallèlement à la taille de la fraction granulométrique intéressée. Dans les sables plus fins, les traces d'usure sont très rares et semblent ne pouvoir être interprétées que comme des accidents. Les valeurs médianes, regroupées dans le tableau 19, montrent que le pourcentage de grains usés est, en général faible. Encore faut-il noter que 60 % des profils étudiés ne contiennent pas de sables façonnés ou en présentent seulement des traces.

— Enfin, les graphiques de la figure 38 montrent que l'abondance des grains usés est liée à celle des sables grossiers. On verra, au cours de l'étude granulométrique, que cette augmentation des sables grossiers dans les horizons remaniés, peut être interprétée comme un résidu d'érosion.

En conclusion, il apparaît que les grains de quartz qui présentent des signes d'usure, se distinguent nettement, par leur ferruginisation, des autres grains. Mais on ne peut établir aucun lien entre leur présence et telle appartenance pédologique ou telle situation dans le paysage. Leur localisation dans les horizons remaniés, le lien qu'ils entretiennent avec l'abondance de sables grossiers, témoin de résidu d'érosion et, bien entendu, leur morphologie sont autant d'arguments pour les regrouper dans le même cortège résiduel que les gravats de quartz émoussés. Ceci incline à leur attribuer une origine héritée, étrangère à la pédogenèse des sols actuels.

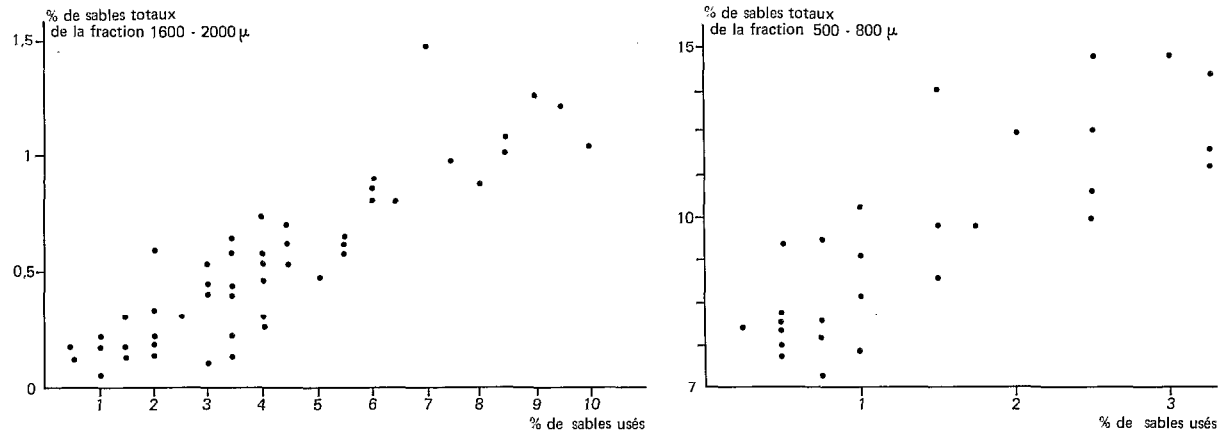


FIG. 38. — Relation entre le pourcentage de sables usés et le pourcentage total des sables dans les fractions granulométriques grossières.

II LES MINÉRAUX LOURDS

L'étude des minéraux lourds des remaniements superficiels ne porte que sur les plus résistants à l'altération. Les déterminations ont permis de reconnaître les espèces suivantes : staurodite, disthène, andalousite, sillimanite, grenat, zircon, tourmaline, rutile et sphène. Le disthène, le grenat, le zircon et le rutile sont les plus fréquents. Le sphène n'a été reconnu que dans un seul profil. Les minéraux lourds comme les ferromagnésiens, l'épidote et la muscovite n'ont pas été pris en compte car ils disparaissent par altération dans les horizons supérieurs, mais les déterminations ont permis de s'assurer que, dans tous les profils étudiés, aucune espèce étrangère à la roche-mère n'est présente dans les horizons remaniés.

A Remarques

— Le socle togolais, comme toutes les formations granito-gneissiques semblables se prête mal à l'interprétation des résultats obtenus. En effet, la variation des faciès est extrêmement forte à courte distance. Les pendages, par ailleurs, ne sont pas rigoureusement verticaux. Enfin, cette région naturelle a été soumise à une érosion continue depuis le Précambrien et ceci a pu entraîner une concentration progressive sur place des particules les plus denses. Ces trois facteurs permettent toujours de craindre que les minéraux lourds recueillis ne soient hérités d'une tranche de terrain différente du substrat actuel et aujourd'hui disparue.

— Les résultats des études sur les minéraux lourds sont souvent déconcertants et contradictoires. C'est ainsi que BRAMLETTE (1919) note une disparition progressive des grenats dans les roches sédimentaires. DRYDEN *et al.* (1946) observent dans les zones d'altération de schistes, que ce minéral disparaît plus rapide-

TABLEAU 20

Les principaux minéraux lourds dans les toposéquences d'Akabassim et de Kpadégan.

TOPOSEQUENCE D'AKABASSIM

Profil et Profond.	%*	Ep	Di	Ho	Gr	Zi	Ru
4472							
6 cm	5,4	70	8	8	3	2	9
40	4,5	70	13	4	2	1	10
85	5,7	72	7	13	5	+	2
120	3,1	80	11	3	1	2	4
150	1,9	73	11	2	2	4	8
180	2,2	81	7	+	1	2	9
205	5,1	93	3	2	+	1	2
218	4,6	88	4	3	1	1	3
4473							
13 cm	3,26	51	15	18	6	1	8
46	2,35	58	10	7	5	2	16
65	2,62	53	15	4	4	6	17
115	0,88	31	32	+	5	13	18
150	1,0	29	32	+	7	12	20
177	0,4	24	34	+	3	14	14
4474							
4 cm	3,8	49	14	17	6	4	7
45	3,3	41	11	29	6	1	8
65	1,6	46	31	10	5	2	4
95	0,34	66	19	1	2	1	10
119	0,7	83	10	+	1	2	4
170	1,6	83	9	1	2	2	2
200	2,3	96	–	–	–	–	3
4475							
2 cm	1,9	29	31	7	16	3	12
30	1,7	20	24	20	20	–	15
50	1,7	26	28	8	15	3	19
95	1,0	26	27	3	10	4	30
120	0,82	27	23	5	18	7	20
150	0,6	18	27	4	21	3	27
190	0,13	20	32	1	18	10	18
210	0,11	17	37	4	10	8	22
265	1,0	4	25	7	8	8	53
4476							
2 cm	2,05	34	27	6	4	11	18
12	1,5	33	24	11	17	6	9
30	1,7	29	23	5	16	4	23
57	1,5	35	20	4	16	3	20
107	0,7	20	36	3	11	3	24
133	0,7	26	16	3	18	9	28
251	0,05	28	7	–	44	13	5
4477							
4 cm	1,6	31	18	6	14	6	23
23	1,6	29	27	7	19	5	11
47	1,3	30	21	3	30	2	11
92	0,65	18	32	–	13	7	25
115	0,8	28	33	3	11	8	16
140	0,3	17	25	+	29	–	21
170	0,86	17	12	+	36	–	36

Profil et Profond.	%	Ep	Di	Ho	Gr	Zi	Ru
4478							
2 cm	1,0	29	20	29	13	1	7
8	2,0	39	9	18	19	3	12
23	1,8	43	13	10	13	2	19
70	0,6	53	4	6	25	3	9
122	0,5	35	6	4	31	4	20
135	0,6	46	3	5	26	3	16
164	0,7	58	1	2	34	+	5
4479							
2 cm	2,8	57	8	11	14	1	3
12	2,8	42	12	13	11	4	17
22	2,8	51	12	16	11	1	8
62	2,3	50	14	9	8	3	15
97	2,3	34	46	4	4	1	10
111	1,35	48	16	2	12	2	19
155	1,9	74	2	7	7	1	8
4480							
13 cm	4,7	70	5	10	6	1	7
32	4,6	71	6	10	3	1	9
74	4,7	88	1	2	2	1	7
92	5,1	90	1	1	1	1	5
114	6,2	93	+	2	1	+	4
4481							
4 cm	6,9	50	5	27	3	4	10
23	5,6	42	4	35	5	2	11
35	4,7	44	5	36	3	1	11
63	3,9	19	1	58	1	3	18
98	12	5	1	84	2	1	6
4482							
4 cm	8,9	69	3	16	4	1	6
31	7,1	67	5	18	3	–	6
48	7,3	76	5	8	3	–	6
76	5,7	79	3	6	2	2	8
94	5,4	79	3	7	4	3	4
114	6,2	74	2	5	9	3	6
4483							
4 cm	15,7	62	3	8	14	1	12
25	14,6	66	4	8	12	+	9
38	14,2	73	4	10	2	–	9
52	13,1	67	3	6	17	–	7
70	12	72	4	5	9	1	3

TOPOSEQUENCE DE KPADEGAN

Profil et Profond.	%	Ep	St	Di	Ho	Gr	Zi	To	Ru
2800									
3 cm	1,2	29	+	16	16	+	30	1	2
18	1,7	29	5	11	16	–	1	10	28
47	1,6	25	+	26	6	–	30	1	10
132	0,8	10	3	21	10	+	23	3	29
180	0,9	9	4	21	13	–	36	4	4
230	1,5	15	+	7	4	–	19	4	40
335	0,9	19	+	13	3	–	20	13	22
435	1,5	+	+	20	+	–	21	5	54
2799/1									
17 cm	1,34	19	+	16	1	+	33	6	25
65	1,3	12	7	21	3	3	22	3	29
170	1,06	8	2	25	+	1	32	4	28
212	1,07	6	–	26	–	+	26	3	33
253	1,4	7	–	22	–	+	43	7	20
280	1,1	–	–	21	–	4	37	4	34
2798									
4 cm	1,34	23	4	21	4	1	3	8	23
60	1,08	15	2	18	3	+	23	3	23
110	1,17	10	6	22	+	+	27	3	32
186	0,56	3	2	22	1	1	28	1	41
232	1,15	6	+	12	1	+	44	1	37
276	0,30	17	–	10	1	+	62	+	10
2797/2									
8 cm	1,34	18	1	12	19	3	20	3	24
67	1,42	11	2	16	6	1	42	2	18
92	1,21	9	1	21	3	3	22	6	35
135	1,21	17	1	25	7	1	26	2	22
190	0,80	5	1	14	4	+	37	3	32
223	3,7	5	+	3	86	1	3	+	2
2797/1									
4 cm	1,0	20	1	24	23	4	15	+	13
32	0,9	9	+	24	38	2	15	1	12
70	0,85	13	2	24	8	2	21	2	28
118	0,7	2	2	18	5	2	37	2	34
163	0,25	7	1	21	21	1	10	7	33
192	0,4	13	+	20	13	+	15	8	18
227	1,3	5	–	6	81	+	5	–	3
2795									
4 cm	0,9	8	3	29	5	4	18	2	21
22	0,32	23	1	15	8	1	25	4	23
48	0,6	17	2	23	10	6	13	1	21
77	0,15	11	2	35	7	1	23	2	19
110	0,5	21	6	17	21	1	13	+	21
160	0,7	21	1	21	10	15	13	1	17
195	0,6	15	+	3	46	12	15	+	8
2794									
3 cm	1,3	21	1	18	5	4	25	2	23
42	0,63	14	2	25	6	8	23	2	16
76	0,51	13	6	25	3	5	13	5	24
104	0,46	15	2	21	6	14	21	5	16
162	3,10	12	–	1	59	13	4	–	5

——•——•—— : limite inférieure de la partie remaniée des profils

* : dans la colonne désignée par : %, figure le pourcentage total de minéraux lourds dans la fraction 50-500 µ

– dans les autres colonnes : composition du stock de minéraux lourds

Ep : épidote – St. : staurotide – Di : disthène – Ho : hornblende – Gr : grenat – Zi : zircon
To : tourmaline – Ru : rutile

ment que le hornblende. De nombreux auteurs, GOLDICH (1938), en particulier, établissent que le zircon est le minéral le plus résistant mais CARROLL (1953) conclut qu'il se corrode dans les intenses altérations ferrallitiques on peut s'altérer par la radioactivité d'éléments qui rentrent dans sa structure cristalline. MARSHALL et HASEMAN (1942), d'après les travaux de DRUIF (1937), rapportent que les minéraux les plus résistants, zircon, tourmaline, grenat, peuvent présenter des traces de corrosion dans des conditions anormales. PETTIJOHN (1941), étudiant les dépôts récents, donne, en outre, pour la staurotide, l'andalousite, le sphène et la sillimanite, un ordre de persistance inférieur à celui de la biotite et de la hornblende !

Ces quelques références bibliographiques donnent à penser que de nombreux minéraux réputés très stables subissent, en fait, une altération non négligeable. Il est alors nécessaire de respecter une certaine prudence dans l'interprétation des résultats obtenus.

B Les données

Les minéraux lourds ont été déterminés sur la fraction granulométrique 50 - 500 microns, après séparation au bromoforme (qui donne leur pourcentage total) puis par comptage. Le tableau 20 groupe les résultats obtenus pour les deux toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim.

1 L'ASPECT QUANTITATIF GÉNÉRAL

L'ensemble des minéraux lourds difficilement altérables représente partout un pourcentage assez faible. Celui-ci, dans 80 % des cas environ, est assez largement inférieur à 1,2 %. Par ailleurs, pour toute espèce minéralogique, de très grandes variations quantitatives s'observent. Celles-ci s'effectuent dans les deux directions, verticales et latérales et peuvent multiplier les teneurs par 10 et même plus, à quelques décimètres de distance, aussi bien dans le niveau en place que dans les horizons remaniés. On peut se demander si de telles variations et d'aussi faibles pourcentages permettent d'accorder une grande signification aux comparaisons des divers niveaux d'un profil et des divers profils d'une séquence. Elle rend, en tout état de cause, impossible l'établissement de bilans fondés sur les minéraux lourds.

Toutefois, entre les horizons rigoureusement en place et ceux des niveaux remaniés, de sensibles différences quantitatives apparaissent. Les valeurs médianes du pourcentage de l'ensemble des minéraux lourds sont en effet, respectivement de 0,50 et de 0,90 %. Par ailleurs, pour tout minéral, les maxima se situent dans 75 à 80 % des cas, dans les horizons remaniés. Au sein de ces derniers, on retrouve les teneurs les plus élevées dans le niveau I et plus précisément en situation superficielle ou subsuperficielle. Il semble qu'on peut interpréter cette concentration préférentielle au sommet des profils comme le résultat de deux facteurs : l'érosion et la densité des minéraux. Leur combinaison aboutirait à l'exportation plus ou moins sélective des sables les plus légers tandis que le brassage effectué par le choc des gouttes de pluie permettrait aux plus denses de s'enfoncer dans la pellicule superficielle ainsi ameublie. Une manipulation a permis, au laboratoire, de confirmer partiellement ce mouvement vertical. Des minéraux lourds (ferromagnésiens) déposés à la surface de sables quartzeux se sont retrouvés, après brassage mécanique répété, non pas dispersés d'une manière homogène dans la couche sous-jacente, mais en grande partie concentrés en profondeur. Dans la nature, les remontées biologiques, comme l'étude granulométrique permettra de l'envisager, « nourriraient » progressivement ces concentrations. A « l'échelle pédologique » du temps, il est plausible que l'effet cumulé de ces phénomènes aboutisse à une différenciation quantitative entre les niveaux remaniés et les horizons en place.

2 LA RÉPARTITION QUANTITATIVE DANS LES TOPOSÉQUENCES

Le tracé des isoteneurs en divers minéraux lourds fut effectué pour tout ou partie de six toposéquences. Référence ne sera faite ici, quà une seule toposéquence, celle d'Akabassim, dont l'étude a été la plus complète et dont le substrat géologique présente une assez grande variation latérale. La figure 39 donne le tracé des isoteneurs en zircon et en rutile, minéraux lourds les plus abondants et parmi les plus résistants à l'altération, de la fraction 50 - 500 microns.

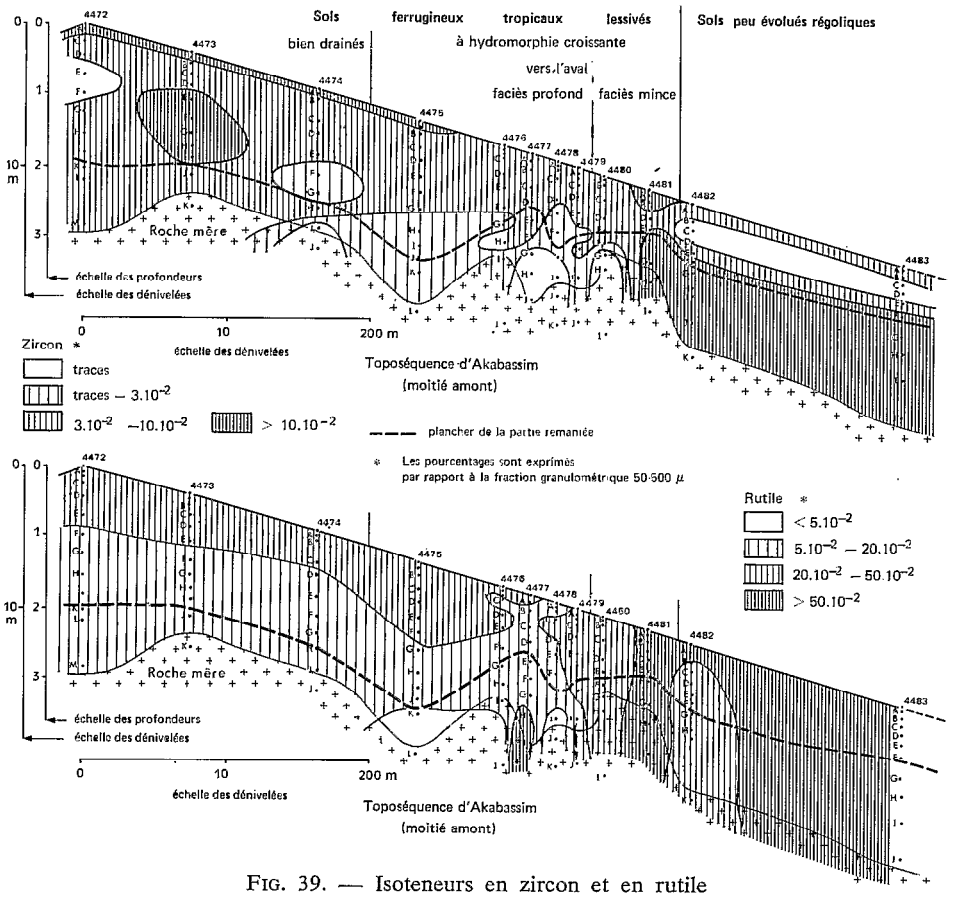


FIG. 39. — Isoteneurs en zircon et en rutile
des sables de 50 à 500 microns dans la toposéquence d'Akabassim.

La répartition des différentes classe de pourcentages permet deux remarques :

— l'absence de « figures » pouvant traduire des transferts latéraux vers l'aval, à partir des zones plus riches;

— l'absence de discontinuité systématique au passage entre les horizons en place et les horizons remaniés.

3 LE CORTÈGE MINÉRALOGIQUE

Certains profils montrent dans quelques uns des échantillons prélevés dans les horizons remaniés, des minéraux que l'on ne retrouve pas dans les prélèvements effectués dans le niveau sous-jacent en place. Tel est le cas de l'andalousite et de la tourmaline dans la toposéquence d'Akabassim et de la sillimanite dans la toposéquence de Kpadégan. Cependant, il ne s'agit, dans tous les cas, que de traces représentant au plus 1 % du stock global des minéraux lourds. Il n'est donc pas exclu que ces minéraux soient l'héritage de passées du substrat aujourd'hui disparues par altération. En tout état de cause, on doit noter que les niveaux remaniés ne contiennent aucune espèce minérale que l'on ne retrouve pas localement dans la même toposéquence, sur toute l'épaisseur de profils dérivés du même faciès de roche-mère.

C Résumé et conclusion

Si pour une espèce donnée, les horizons remaniés sont généralement plus riches que les horizons en place, du moins le cortège minéralogique est, à quelques exceptions près, identique de la base au sommet des profils. Encore doit-on noter que ces exceptions peuvent être reliées à la variation verticale du faciès de la roche-mère. D'autre part, la répartition quantitative entre les termes amont et aval des toposéquences étudiées n'apparaît traduire aucun déplacement latéral sensible de matériaux.

III GRANULOMÉTRIE DES SABLES

La granulométrie des sables a été effectuée sur des échantillons débarrassés, au préalable, de leurs minéraux altérables et des particules néoformées comme les petites concrétions. Quinze classes furent retenues, de 50 à 2 000 microns, selon une échelle logarithmique. Pour certains calculs d'interprétation, les deux classes 50 - 63 et 63 - 80 microns ont été regroupées en une seule fraction car les résultats obtenus sur les particules les plus fines présentent souvent une reproductibilité douteuse.

A Variations de la granulométrie dans les horizons remaniés

Les données de l'analyse granulométrique des sables, obtenues dans les profils de la toposéquence de Kpadégan sont groupés dans le tableau 21. La présence, dans chaque profil, d'une nappe d'abondants gravats quartzeux émoussés et les nettes discontinuités morphologiques qui l'accompagnent, attestent l'importance du remaniement superficiel. L'observation de filons quartzeux ou aplitiques peu disloqués, dans les horizons sous-jacents, permet de délimiter avec exactitude, le niveau III autochtone, dans chacun des profils étudiés. Dans le tableau 21, l'emplacement des limites entre les niveaux I, II et III de chaque profil, figure en trait gras et le pourcentage maximum présenté par chaque fraction granulométrique peut être repéré par un cercle.

Cet exemple, dont l'étude détaillée de 120 profils répartis en 14 toposéquences a montré la représentativité, permet les remarques suivantes.

— Le pourcentage de chaque fraction subit de grandes variations sur toute l'épaisseur de la partie remaniée des sols. Le rapport entre les pourcentages extrêmes, atteint dans certains cas, 10 pour les sables les plus grossiers. Il est souvent voisin de 2 ou même supérieur à cette valeur pour les sables les plus fins.

— Chaque classe granulométrique présente, dans la partie remaniée de tout profil, son pourcentage maximum à une profondeur relative qui n'est pas quelconque. Les sables grossiers sont beaucoup plus abondants à la base du niveau II et les sables fins, dans l'horizon superficiel. On doit toutefois relever certaines exceptions pour les fractions inférieures à 80 microns, fréquemment plus abondantes en profondeur. Mais cet ordonnancement est souvent plus élaboré que le schéma qui vient d'être présenté. Si l'on prend les profils dont l'épaisseur de la partie remaniée est suffisante pour avoir nécessité de nombreux prélèvements (profils 2799, 2799/1, 2798, 2797/1 par exemple), on voit que les pourcentages maxima des fractions moyennes se situent à des profondeurs intermédiaires qui croissent en fonction de la taille.

— Le mode de répartition en profondeur, des diverses fractions sableuses en fonction de leur taille est identique d'un profil à l'autre quels que soient le type de sol et la situation topographique.

A l'échelle du socle, l'étude granulométrique a montré que ces remarques sont valables partout, aussi bien dans les sols à montmorillonite que dans les sols ferrallitiques. Les exceptions ne représentent que 18 % des profils étudiés et sont elles-mêmes distribuées indépendamment de la situation topographique et du type de sol.

TABLEAU 21

Granulométrie des sables (toposéquence de Kpadégan).

Profond.r en Cm	fractions granulométriques 2000	1600	1250	1000	800	500	400	315	250	200	160	125	100	80	63	50 µ
3	0,33	1,45	1,60	2,93	10,35	11,10	8,24	9,29	9,57	9,91	9,14	8,14	10,54	5,64	1,17	
18	0,80	3,43	3,82	4,84	9,38	9,68	7,40	8,00	9,06	9,42	8,81	8,10	9,98	6,61	1,18	
48	0,50	3,95	3,75	6,00	11,30	11,89	8,40	8,56	8,55	8,40	4,31	6,85	8,36	6,76	1,22	
87	1,22	8,08	7,24	7,00	21,14	14,60	7,74	6,77	5,36	4,25	3,23	3,37	5,15	3,41	0,78	
132	1,84	10,37	9,62	13,14	18,70	10,00	5,07	4,48	3,91	3,85	3,68	3,75	5,10	4,36	0,93	
							2802									
1	0,12	0,43	0,48	1,08	3,15	3,92	3,65	4,54	7,47	11,58	13,70	15,86	18,36	13,04	1,67	
7	0,31	1,27	1,25	2,69	7,52	9,67	8,72	10,57	11,49	11,35	9,61	8,86	9,03	6,17	0,84	
25	0,80	4,18	3,93	3,45	10,14	10,22	7,66	8,84	9,18	9,25	8,55	8,20	8,94	5,32	0,72	
48	0,83	7,35	8,10	10,81	14,37	11,11	7,43	6,36	6,01	5,23	4,80	4,56	5,81	5,14	0,80	
98	0,79	6,58	5,89	6,10	15,74	11,07	6,51	6,64	6,43	6,23	6,41	6,16	7,42	6,43	1,56	
158	0,43	5,74	4,74	7,21	13,50	9,83	6,26	6,57	6,33	7,00	7,27	7,76	9,43	6,70	1,14	
212	0,42	3,74	4,09	5,14	13,10	9,43	5,30	6,09	6,65	7,10	7,68	7,85	10,42	9,34	2,33	
							2801/1									
4	0,09	0,51	0,70	1,17	5,53	6,88	5,84	8,43	10,57	12,59	12,43	11,18	14,34	7,45	1,62	
20	0,32	1,43	1,29	1,75	7,35	7,66	6,16	8,20	9,32	11,33	11,38	10,37	14,10	6,31	1,75	
40	0,73	3,72	3,26	2,93	9,67	8,50	6,22	7,56	8,56	9,56	9,76	9,11	13,28	5,63	1,33	
72	0,91	4,37	3,73	5,28	8,64	8,47	6,12	6,74	7,65	8,77	8,86	8,59	12,17	7,31	1,77	
95	0,81	3,57	2,96	4,91	8,61	8,50	6,35	6,52	7,69	8,48	8,70	8,86	11,39	9,74	2,28	
							2801									
4	0,28	1,23	0,83	2,30	5,42	6,73	6,20	7,99	10,08	12,01	11,60	10,87	13,32	8,35	2,16	
21	0,38	1,53	1,54	2,35	4,31	6,20	5,73	7,03	9,71	11,39	11,32	11,60	15,46	8,44	1,89	
37	0,31	4,18	3,01	3,03	7,13	7,53	5,80	6,56	8,76	9,73	10,43	10,27	13,13	7,36	1,57	
62	0,87	5,41	4,69	7,14	11,11	8,72	6,63	6,31	7,32	8,01	7,67	7,43	9,71	6,17	1,12	
87	0,84	5,56	4,35	4,87	11,38	7,63	4,35	5,73	5,27	6,38	8,53	9,34	15,07	5,63	0,80	
115	1,01	5,24	4,71	5,13	6,25	5,41	4,15	4,52	6,02	7,62	9,33	10,76	16,08	11,69	2,01	
132	0,23	2,50	1,68	2,35	5,14	5,23	3,78	4,43	6,21	8,34	10,87	12,34	20,55	12,43	2,53	
165	0,38	3,05	1,80	2,06	4,71	5,16	3,58	4,41	5,89	8,47	11,13	13,14	21,18	13,19	2,84	
							2800									
5	0,52	2,55	2,15	2,23	7,03	7,23	5,62	7,75	9,45	11,34	11,48	10,37	14,03	5,88	1,70	
32	0,07	0,33	0,36	1,31	5,71	6,66	5,68	7,80	10,02	12,40	12,35	11,40	15,58	6,69	1,84	
50	1,14	4,16	2,31	2,67	9,65	10,65	7,28	7,35	8,40	8,39	8,75	8,24	11,89	5,38	1,31	
75	1,21	5,37	3,51	3,83	10,38	9,55	6,69	7,20	7,08	7,02	7,51	7,73	12,74	8,01	2,17	
125	1,28	4,17	2,93	4,83	8,72	7,57	5,50	6,01	6,34	6,35	7,37	8,31	16,26	11,38	2,35	
170	1,34	6,23	4,34	6,13	11,16	7,32	4,74	5,24	5,73	6,30	7,10	7,80	13,45	9,39	2,82	
210	1,13	7,42	6,64	8,10	10,16	6,35	4,34	4,38	4,82	5,81	6,41	7,87	14,30	9,03	1,90	
230	0,30	1,31	1,15	2,73	4,63	4,15	3,18	4,01	5,13	7,19	8,33	11,43	23,96	17,37	3,20	
302	0,09	0,33	1,19	2,36	5,16	6,28	5,19	6,07	8,11	10,33	11,67	11,80	17,02	11,43	2,23	
350																
							2733									
4	0,10	1,13	1,58	2,17	7,88	7,73	5,38	8,47	10,70	11,76	11,33	10,20	11,78	8,04	1,05	
15	0,40	2,43	2,23	2,96	8,46	7,78	5,85	8,37	10,44	11,78	10,97	10,43	11,57	6,18	0,77	
40	0,63	4,28	2,89	4,03	7,40	8,64	7,11	8,91	10,11	11,11	9,43	8,30	9,25	6,34	0,86	
65	0,43	3,38	2,43	4,13	8,81	11,11	9,48	9,13	8,52	8,23	7,43	7,21	9,65	8,07	1,09	
110	0,51	4,65	4,37	5,53	12,48	10,58	6,34	7,12	7,02	6,86	7,23	7,68	10,13	7,20	1,61	
170	0,58	5,89	5,48	7,37	11,42	10,59	7,04	6,58	6,56	6,13	6,17	6,55	9,32	8,61	1,58	
210	0,78	8,06	7,40	9,25	11,88	8,68	5,33	5,12	5,32	5,63	6,06	6,31	9,12	8,82	1,40	
235	0,93	7,74	7,16	7,19	12,99	8,68	5,18	5,17	5,55	5,80	6,03	6,53	9,30	9,31	1,88	
255	0,59	5,65	4,30	4,63	11,42	8,35	5,23	5,75	6,40	7,28	7,66	8,33	11,08	10,34	1,63	
280	0,72	5,16	5,14	4,43	14,38	10,55	6,84	7,13	6,84	6,67	6,22	6,54	8,55	8,43	1,16	
340	0,58	3,80	3,37	5,26	11,47	11,15	7,68	8,13	7,98	7,68	6,45	6,87	9,38	8,86	1,27	
							2799/1									

Profond.r (cm.)	fractions granulométriques 2000	1600	1250	1000	800	500	400	315	250	200	160	125	100	80	63	50 µ
4	0,36	2,10	2,03	3,21	7,71	6,69	5,35	7,37	10,32	11,65	11,33	9,94	14,27	6,40	1,23	
30	0,41	2,50	1,81	2,81	6,98	9,35	8,37	9,41	9,80	9,87	9,11	8,05	11,40	7,75	1,77	
60	0,78	3,82	3,14	4,05	9,59	8,36	6,83	7,40	7,88	7,53	7,48	7,51	12,31	11,02	1,89	
82	0,85	4,24	3,68	4,32	7,94	8,66	6,53	6,80	7,37	7,26	7,37	8,12	13,14	11,73	1,98	
110	1,14	4,88	4,09	3,79	11,30	8,35	5,13	5,49	5,62	6,07	6,90	8,37	18,41	9,08	1,38	
150	0,55	5,07	4,39	5,05	11,79	8,06	4,57	4,87	5,18	5,53	6,15	7,21	15,52	12,74	2,32	
185	2,24	8,69	4,41	5,52	8,65	7,33	4,65	4,59	4,97	5,45	5,99	7,06	13,51	14,65	2,25	
230	0,22	1,49	1,35	1,36	2,33	2,59	2,29	3,01	4,87	7,36	10,36	13,78	31,60	12,61	4,60	
							2738									
8	0,16	1,08	1,42	1,83	4,31	5,62	5,09	7,11	9,91	11,95	11,91	12,04	14,52	11,27	1,25	
35	0,45	2,60	2,00	2,38	5,48	6,38	5,80	7,62	10,38	11,66	11,15	11,26	12,84	8,81	1,17	
67	0,87	3,90	2,67	4,17	8,39	8,54	6,67	7,43	7,84	8,53	7,37	8,89	12,15	10,67	1,27	
92	0,93	4,10	2,86	4,41	8,11	7,30	5,44	6,05	7,03	7,66	7,62	8,76	13,23	11,50	1,35	
120	0,57	4,34	3,12	4,54	8,01	6,27	4,57	5,05	5,77	6,58	7,36	9,14	14,61	13,37	2,62	
155	1,39	8,08	5,20	5,25	8,06	6,86	4,88	5,06	6,80	6,43	6,54	6,93	11,09	14,83	3,10	
190	0,13	2,91	2,81	3,68	7,60	6,48	4,83	6,42	8,58	9,43	9,10	9,40	13,36	13,29	1,83	
225	0,23	1,94	2,18	2,01	6,17	6,32	5,99	9,01	10,93	11,68	10,85	10,03	12,66	8,73	1,18	
							2737/2									
5	0,27	1,78	1,24	2,08	5,03	6,14	5,65	7,68	10,86	12,62	12,64	11,49	15,58	5,53	1,40	
32	0,46	4,08	2,38	3,13	6,08	6,87	6,05	7,70	10,10	11,73	11,53	10,10	13,15	5,28	1,36	
70	1,10	6,47	3,71	2,98	8,33	8,54	6,31	8,01	8,90	9,64	9,06	8,08	12,46	4,54	1,26	
90	2,26	8,34	5,33	5,19	9,21	8,93	5,83	6,26	7,81	8,31	8,23	7,87	11,25	4,68	1,11	
120	3,65	17,71	6,95	5,38	10,51	6,98	4,71	5,17	5,40	5,75	5,87	5,75	8,75	5,65	1,76	
140	2,76	4,97	7,60	6,87	10,89	7,64	5,24	5,55	5,56	5,70	5,48	5,24	7,91	6,12	2,47	
163	3,86	15,58	8,05	7,27	12,82	8,43	4,98	5,03	5,47	5,56	5,17	4,36	6,93	4,61	1,28	
192	0,61	3,14	2,10	2,57	5,55	6,28	5,22	6,59	8,86	10,14	9,75	10,37	17,68	9,23	1,87	
225	0,14	1,65	1,39	1,69	5,19	5,57	4,84	7,09	9,14	10,63	10,86	10,83	18,82	9,82	2,34	
							2737/1									
4	0,04	0,53	0,80	1,85	6,68	8,32	7,09	10,26	12,25	12,70	11,42	8,36	13,44	4,64	1,00	
20	0,04	1,24	1,52	2,31	6,06	7,31	7,14	9,74	12,72	12,77	11,70	9,31	12,53	4,03	0,86	
50	0,40	3,02	2,36	5,34	12,67	14,51	11,31	11,23	9,83	8,12	6,25	4,66	5,36	2,33	0,80	
75	0,43	3,27	3,35	4,89	11,37	11,39	8,68	9,44	9,75	9,40	8,04	6,28	7,80	4,53	1,36	
110	1,69	6,16	3,39	3,97	8,36	8,71	6,78	8,37	9,25	9,25	8,52	7,50	10,72	5,37	1,35	
160	0,76	6,63	5,39	6,39	10,43	9,30	7,01	6,98	7,16	7,15	6,39	7,29	10,91	5,62	1,33	
							2735									
2	0,44	1,56	1,71	3,15	8,17	9,59	7,83	8,33	9,32	10,74	10,05	8,42	14,28	4,15	1,05	
20	0,88	4,00	3,07	5,15	11,46	11,45	8,12	8,69	8,78	8,54	7,61	6,36	9,76	4,71	1,38	
40	0,74	2,97	3,08	6,20	11,35	11,90	8,01	8,50	8,56	8,13	7,21	6,18	9,70	5,72	1,73	
75	1,11	4,23	3,16	4,58	13,25	11,46	7,70	8,60	8,85	8,45	7,22	6,01	8,38	5,40	1,57	
105	1,54	12,19	10,35	11,60	19,58	10,35	5,54	5,21	4,85	4,24	3,55	2,95	4,28	2,50	1,02	
125	0,20	1,43	1,60	1,34	5,35	6,77	5,33	6,45	8,31	9,74	11,04	10,64	21,47	7,68	1,35	
160	0,13	0,71	0,79	1,07	3,35	3,35	2,94	4,51	1,90	12,15	15,03	15,30	25,53	10,55	2,45	
							2734									

——— limite entre niveau I et niveau II

——— limite " " II " " III

valeurs encerclées : pourcentage maximum présenté par chaque fraction dans l'ensemble des niveaux I et II

Le calcul des fréquences de la profondeur relative (profondeur rapportée à l'épaisseur totale de la partie remaniée) à laquelle chaque fraction atteint son pourcentage maximum dans chaque profil, permet de préciser le mode de répartition des sables dans la partie remaniée. Pour 80 % des profils étudiés, ce mode est le suivant.

— Les fractions les plus grossières, de 2 000 à 500 microns atteignent leur pourcentage maximum dans le tiers inférieur de la partie remaniée.

— Les fractions de 500 à 315 microns atteignent leur pourcentage maximum à des profondeurs échelonnées entre 10 % et 70 % de l'épaisseur totale de la partie remaniée.

— Les fractions de 315 à 250 microns atteignent leur pourcentage maximum dans les 15 % supérieurs de la partie remaniée.

— Enfin, pour les sables les plus ténus, de 80 à 50 microns, les pourcentages maxima s'observent indifféremment sur toute l'épaisseur de la partie remaniée.

— De ces quelques données, on peut retenir que les diverses fractions, sauf celles qui sont inférieures à 80 microns, présentent leur pourcentage maximum à une profondeur relative qui est en fonction directe de leur taille. En d'autres termes, la granulométrie s'affine progressivement de la base à la partie remaniée vers le sommet des profils, le phénomène s'inversant pour les fractions inférieures à 80 microns. Cet affinement est confirmé par le calcul du rapport des pourcentages de sables fins (50 - 200 microns) à ceux des sables grossiers (200 - 2 000 microns). Les valeurs obtenues, d'une part, à la base des niveaux remaniés et, d'autre part, dans l'horizon superficiel, sont en général dans un rapport de 1 à 3. Malgré quelques différences entre les valeurs médianes de ce rapport (tabl. 22), les tests de comparaison des distributions fréquentielles ne mettent en évidence aucun écart significatif en fonction de la situation topographique. Les valeurs de ce rapport sont également indépendantes du type de sol. Les tests de corrélation de rangs, effectués pour les profils regroupés selon les diverses situations topographiques ont montré, de plus, que les deux valeurs du rapport sables fins / sables grossiers obtenues, d'une part, au sommet du profil et d'autre part, à la base des horizons remaniés, sont étroitement liées. Le coefficient de corrélation est de + 0,540 pour les sols des replats sommitaux (effectifs de 21 profils), qui est significatif au risque de 5 %, et supérieur à + 0,700 sur les différentes sections des versants, ce qui est significatif au seuil de 1 % (pour les effectifs égaux ou supérieurs à 14). Ceci autorise à penser que, sur toute l'épaisseur de la partie remaniée, l'origine des sables ne présente pas de variation sensible.

TABLEAU 22

Valeurs médianes du rapport $\frac{\text{sables fins / sables grossiers au sommet du profil}}{\text{sables fins / sables grossiers à la base du niveau II}}$ *dans diverses situations topographiques.*

Replats sommitaux	1/4 supérieur des versants	entre le 1/4 supérieur des versants et la mi-pente	entre la mi-pente et le 1/4 inférieur des versants	1/4 inférieur des versants
1,90	2,05	2,09	1,87	1,76

Ces différents résultats indiquent que la partie remaniée de la majorité des sols est marquée par une redistribution granulométrique précise. Selon toute vraisemblance, un transfert de matériaux s'est effectué et l'on doit tenter d'en calculer le bilan quantitatif. Pour ce faire, on prendra comme terme de comparaison, le niveau III qui est strictement en place.

B Evolution et bilan granulométriques des horizons remaniés par rapport au niveau en place

1. LES MÉTHODES SÉDIMENTOLOGIQUES D'ANALYSE DES DONNÉES GRANULOMÉTRIQUES

La plupart des études granulométriques sont fondées sur l'analyse des courbes cumulatives, des histogrammes et des courbes de fréquences construits à partir des pourcentages des diverses fractions. Des

indices sont calculés : médiane, quartiles, déciles et autres fractiles. Ils sont destinés à traduire et à chiffrer d'une façon plus ou moins synthétique, la grossièreté d'un matériau. Des indices plus élaborés, tels que le Qdphi de KRUMBEIN, l'hétérométrie de CAILLEUX (He), le Sorting Index de TRASK (So), l'indice d'asymétrie, etc. (CAILLEUX et TRICART, 1959; RIVIERE, 1967), ont été définis. Ils permettent de préciser les caractères de distribution entre différents groupes de classes granulométriques plus ou moins arbitrairement définis. Tous ces indices sont calculés à partir de rapports établis sur des valeurs qui correspondent seulement à deux points (trois au plus, pour l'indice d'asymétrie) de la courbe des pourcentages cumulés. Ceci entraîne donc une importante perte d'information, un danger par suite de l'arbitraire du choix des fractiles et, en tout cas, un grand risque de synthétisation trop poussée. RIVIÈRE (1953) tente d'échapper à ces dangers en comparant la totalité d'une grande partie médiane des courbes de pourcentages cumulés, à des « faciès granulométriques » — types qu'il nomme « courbes canoniques théoriques ». On retire de toutes ces démarches graphiques et des calculs dérivés, de précieuses indications sur le degré et le mode de triage des matériaux. Par diverses méthodes comparatives, les sédimentologues peuvent effectivement porter des diagnostics assez précis sur l'origine et le mode de transport des sables. Mais ces méthodes ont été mises au point dans le domaine particulier de formations sédimentaires telles que les alluvions fuviatiles, lacustres ou marines ou les dépôts éoliens. D'assez nombreux pédologues ont transposé à leur champ d'étude, l'approche sédimentologique. Certains se sont préoccupés de préciser, par la notion de famille du matériau originel, la classification de leurs sols (FAUCK, 1961; HERVIEU, 1966; PIAS, 1968; SOURDAT et DELAUNE, 1970). D'autres ont porté leur attention sur l'hétérogénéité du matériau des profils étudiés (FAUCK, 1961; KALOGA, 1966) ou sur la signification pédologique des modifications subies par la granulomtrie (FAUCK, 1971). L'utilisation de ces méthodes en pédologie reste cependant difficile quand il s'agit de sols dont les matériaux n'ont pas subi de longs déplacements. En effet, les facteurs de transport et de dépôt des formations alluviales sont en général, suffisamment puissants pour que leur action soit traduite par les indices calculés et par la forme des courbes de pourcentages cumulés. Il n'en est pas de même pour les sols développés sur les interfluves où le transport des matériaux et les modifications de la granulométrie sont conditionnés par des facteurs multiples et souvent *discrets* : creep, divers types d'érosion (FOURNIER, 1956), remaniements biologiques, fissuration, dissolution partielle des particules, etc.

La « voie sédimentologique » d'interprétation des résultats de la granulométrie fut également explorée pour les sols du socle togolais, mais son application s'est révélée peu fructueuse. En effet, les roches-mères sont, dans l'ensemble, dérivées de sédiments anciens et la granulométrie de leurs grains de quartz reflète le classement originel des matériaux, malgré le métamorphisme. Le calcul des différents indices montre que le matériau originel qui constitue les horizons autochtones, présente un triage certain de sa fraction quartzeuse. Par exemple, la moyenne des indices de mauvais triage de TRASK est de : 1,56 pour les micaschistes, 1,96 pour les gneiss et seulement de 2,17 pour les roches à caractères plutoniques les plus marqués (granites, diorites). D'autre part, les différences entre les valeurs de cet indice, d'un horizon à un autre d'un même profil, sont généralement faibles et leur signification difficile à saisir. Enfin, il arrive que le triage du matériau de l'ensemble des horizons remaniés soit moins poussé que celui des horizons en place, ceci dans 23 % des cas étudiés. Pour toutes ces raisons une autre méthode de présentation des résultats fut recherchée, pour mettre l'accent sur les différences granulométriques entre les divers horizons ou groupes d'horizons d'un même profil et pour les chiffrer.

2 MÉTHODE UTILISÉE

On calcule, pour chaque fraction granulométrique, le rapport de ses pourcentages présentés respectivement par chacune des deux parties à comparer dans le profil. Au numérateur figure le pourcentage obtenu dans la partie du profil dont on veut établir le bilan des modifications granulométriques, et au dénominateur, le pourcentage obtenu dans la partie de référence. Pour une fraction donnée, la valeur de ce rapport, appelé *quotient granulométrique* indique s'il y a déficit ou excédent par rapport à la partie de référence. Un quotient granulométrique supérieur à 1 signifie un excédent et inférieur à cette valeur, un déficit.

Etant donné que le reclassement systématique des diverses fractions selon la profondeur, s'effectue sur toute l'épaisseur de la partie remaniée des sols, celle-ci doit être considérée dans son intégralité, sans distinguer l'un de l'autre les deux niveaux I et II. On verra par la suite, que l'individualisation de ces deux niveaux est la conséquence du même phénomène. La granulométrie de l'ensemble de cette partie remaniée a donc été calculée, en tenant compte de l'épaisseur de chaque horizon ou sous-horizon analysé ainsi que de la densité apparente et du volume de sa fraction de terre fine. Dans le niveau III sous-jacent, en place, la

granulométrie de référence est celle d'un seul prélèvement, effectué en son sommet. De nombreux profils présentent, en effet, un niveau III très mince, très « resserré» entre la base du niveau II et la roche-mère. D'autres profils sont marqués très rapidement en profondeur par la permanence de nombreux feldspaths. La prise en compte dans l'analyse granulométrique, de ces minéraux qui disparaissent par altération, dans les horizons supérieurs, risquerait de fausser l'interprétation des résultats. D'autre part, de nombreux sols ferrallitiques présentent un niveau III très puissant et la reconstitution de la granulométrie de son ensemble nécessiterait de nombreux prélèvements et analyses. Enfin, si l'on prenait en compte une partie plus profonde dans le profil, on se situerait dans de nombreux cas, dans des zones d'altération sur l'épaisseur desquelles s'effectue progressivement la fissuration des grains de quartz. Le danger serait alors de faire référence à des sables dont la fragmentation, qui s'opère toujours après la libération de la roche-mère, est peu avancée. Il en résulterait une sérieuse difficulté pour estimer la redistribution granulométrique qui caractérise les horizons remaniés. Ces différentes raisons entraînent à ne prendre en compte que la granulométrie du sommet du niveau III, c'est-à-dire celle de la partie la plus évoluée du matériau en place.

Dans ce qui suit, le terme « quotient granulométrique « [I + II]/III » ou, plus simplement, « q.g. [I + II] / III » désignera le rapport des pourcentages pour chaque fraction, entre ces deux parties du profil, remaniée pour la première, en place pour la seconde.

Enfin, pour chaque profil, on obtient un ensemble de quinze quotients granulométriques qui correspondent respectivement à chacune des classes de sables. En fonction de la taille médiane de chacune des classes, les quinze quotients granulométriques peuvent être ordonnés graphiquement selon une courbe appelée *courbe des quotients granulométriques*. Cette dernière permet de suivre, d'une extrémité à l'autre de la gamme granulométrique, les différentes modifications subies par la partie du profil dont on veut établir le bilan.

La figure 40 donne un exemple de comparaison entre la courbe des quotients granulométriques [I + II] / III et les deux courbes cumulatives des pourcentages des fractions sableuses de la partie remaniée et du sommet du niveau III d'un même profil. Dans la première, apparaissent diverses sections bien délimitées qui traduisent autant de gradients plus ou moins rapides dans un sens ou dans l'autre en fonction de la taille des sables. Les secondes, par contre, ne présentent pas de véritable point d'inflexion et ne se recoupent qu'en un seul point.

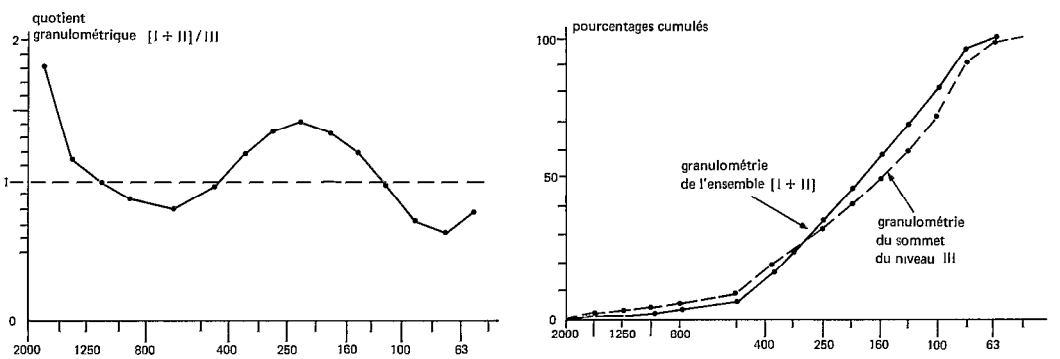


FIG. 40. — Courbe du quotient granulométrique [I + II] / III
et courbes correspondantes des pourcentages cumulés d'un même profil.

Elles ne permettent de délimiter, dans l'évolution granulométrique du stock global des sables de la partie remaniée, que deux domaines alors que la courbe des quotients granulométriques laisse pressentir que le phénomène de redistribution est plus complexe.

3 L'ANALYSE DES DONNÉES

La figure 41 groupe, pour l'ensemble des 120 profils étudiés, les différents types de courbes de quotients granulométriques [I + II] / III, c'est-à-dire les différents types de bilan granulométrique de la partie remaniée par rapport à la partie en place et leur fréquence respective. Ces types ont été distingués les uns des autres, par la forme générale des courbes, le nombre et la succession des diverses sections qu'elles présentent et par le sens des variations du quotient granulométrique dans chacune de ces sections. On voit

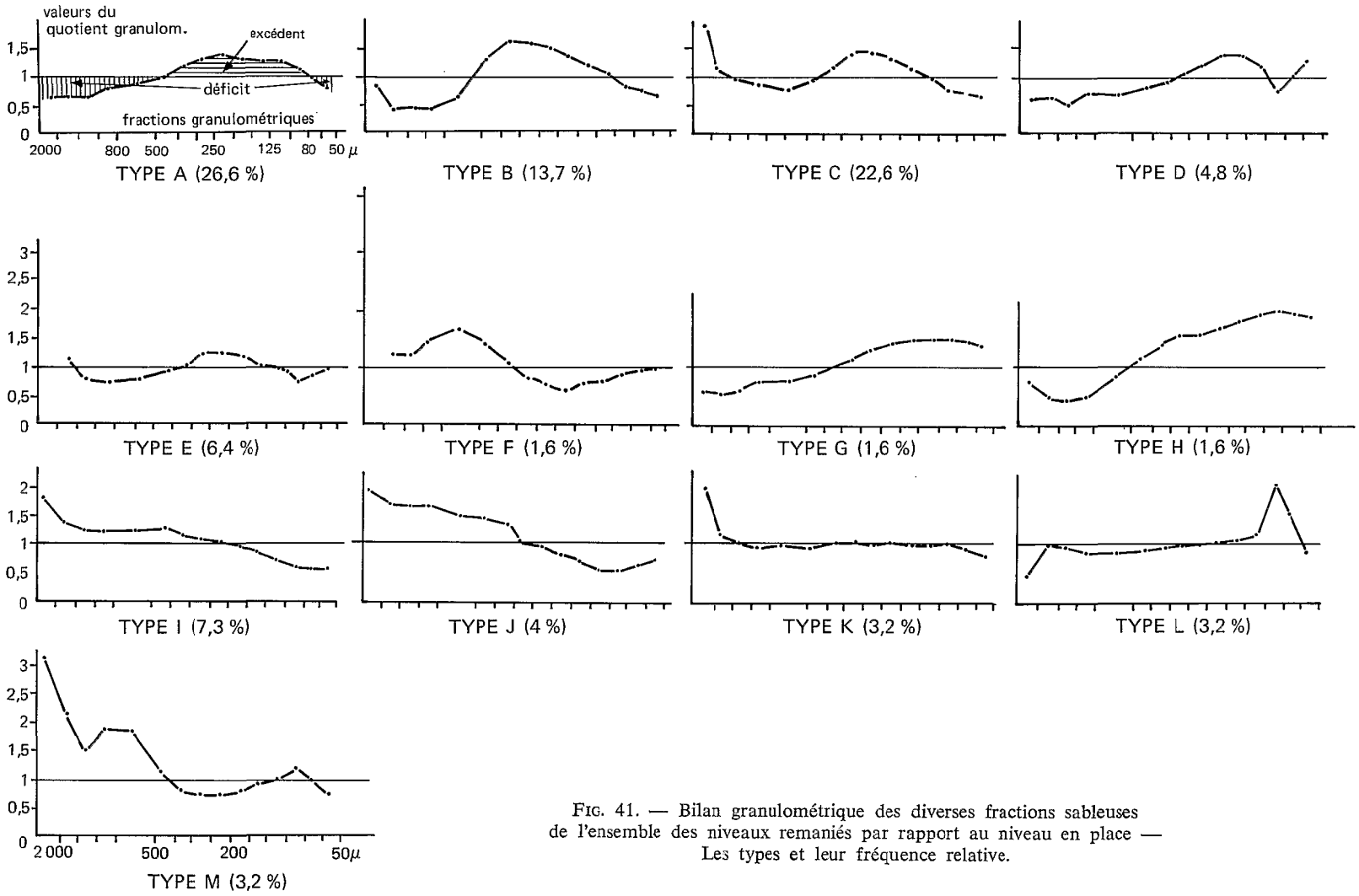


FIG. 41. — Bilan granulométrique des diverses fractions sableuses de l'ensemble des niveaux remaniés par rapport au niveau en place — Les types et leur fréquence relative.

que les modalités de l'évolution granulométrique de la partie remaniée des sols par rapport au niveau en place, sont diverses. Pour certains profils, la courbe est régulièrement ascendante (type G) et le quotient granulométrique, inférieur à 1 dans les fractions les plus grossières atteint une valeur supérieure à l'unité, dans les plus fines. La partie remaniée enregistre donc un déficit de sables grossiers et un excédent de sables fins qui sont tous deux en fonction régulière de la taille des particules. D'autres profils présentent l'évolution inverse (type I). Mais pour la plupart des sols, la courbe est composée d'une succession de sections alternativement décroissantes ou croissantes. Cette forme voisine d'une sinusoïde semble traduire la compétition de phénomènes agissant en sens contraire tout au long de la gamme granulométrique, mais toujours en fonction de la taille des particules.

Dans les cas les plus complexes, le stock global des sables comprend les quatre domaines suivants (type de courbe E).

— Dans le premier domaine, le quotient granulométrique décroît à partir de la fraction la plus grossière pour atteindre une valeur inférieure à 1. Il y a donc, tout d'abord, disparition de plus en plus marquée des sables, en fonction inverse de leur taille (fig. 42).

— Dans le second domaine, le quotient granulométrique croît, au contraire, toujours en fonction inverse de la taille des particules pour finalement traduire un excédent de sables de taille moyenne (fig. 43).

— Dans le troisième domaine, on observe une évolution contraire, qui fait apparaître un déficit de sables fins (fig. 44).

— Enfin dans le quatrième domaine, pour les fractions les plus fines, une nouvelle tendance à l'excédent s'individualise (fig. 45).

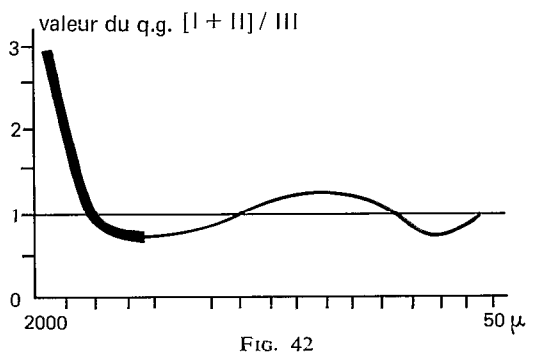


FIG. 42

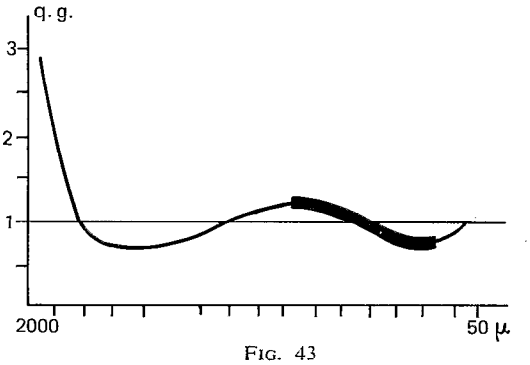


FIG. 43

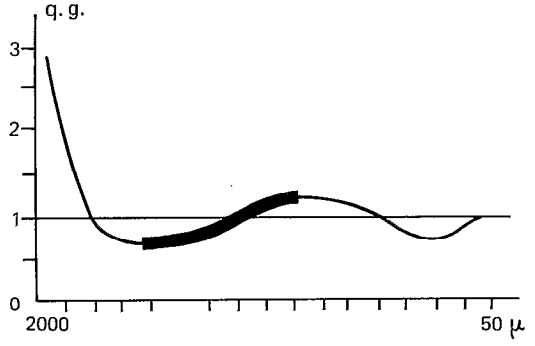


FIG. 44

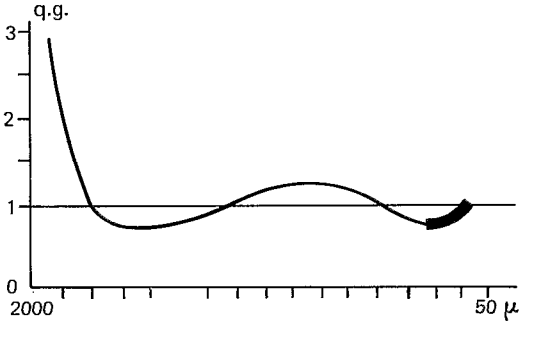


FIG. 45

Les quatre principaux domaines du bilan granulométrique des horizons remaniés par rapport au niveau en place.

Le premier et le quatrième domaines ne portent généralement que sur d'assez faibles quantités de sables dont l'ensemble représente moins de 20 % du stock global. On doit, d'autre part, tenir compte de la fréquence relative de ces divers types de courbes, c'est-à-dire de bilans. On retiendra, pour l'essentiel, comme le montrent les types de courbes A, B et C et leur fréquence relative, *que la partie remaniée d'une majorité de profils présente par rapport au niveau en place, un déficit des sables les plus grossiers et les plus fins, faisant apparaître un excédent pour les fractions de tailles moyennes.*

La figure 46 traduit cette tendance générale des sols du socle en donnant la courbe des valeurs médianes du q.g. [I + II] / III, calculées d'après la totalité des résultats obtenus.

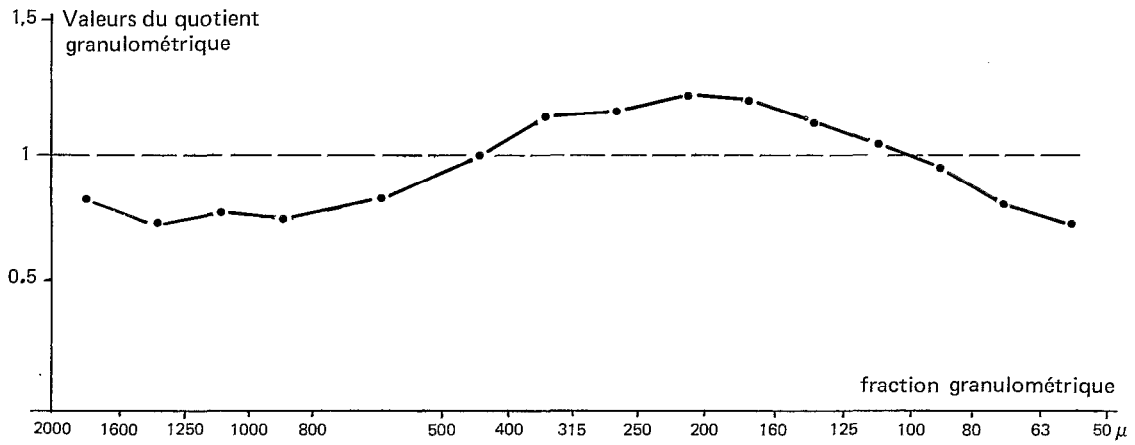
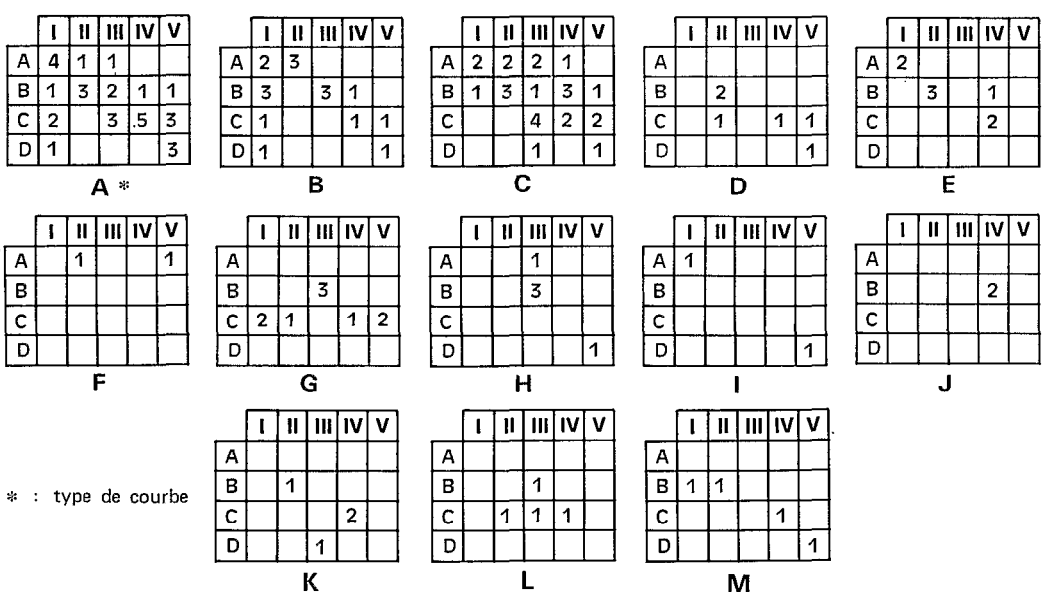


FIG. 46. — Courbe des valeurs médianes du quotient granulométrique pour l'ensemble des niveaux remaniés par rapport au niveau en place



I : sommets et replats sommitaux
II : quart supérieur des versants
III : entre le quart supérieur des versants et la mi-pente
IV : entre la mi-pente et le quart inférieur des versants
V : quart inférieur des versants

A : sols ferrallitiques
B : sols ferrugineux bien drainés
C : sols ferrugineux plus ou moins hydromorphes
D : sols régoliques, paravertisols et vertisols

FIG. 47. — Fréquences des divers types de courbes de quotients granulométriques en fonction de la situation topographique et de l'évolution pédologique.

Enfin l'étude comparée des fréquences des différents types de courbes de la figure 41 a montré (fig. 47) qu'aucun d'eux n'est spécifique d'une situation topographique ou d'une évolution pédologique donnée. Par exemple, des sols ferrallitiques, des sols ferrugineux, des sols à montmorillonite, qu'ils soient au sommet d'interfluves ou en bas de pente peuvent présenter un bilan granulométrique identique pour la

partie remaniée de leur profil. Ces bilans granulométriques, dont certains sont complexes, semblent donc résulter de conditions locales, indépendantes de la situation dans le paysage et de l'évolution pédologique.

Mais cette dernière remarque ne se fonde que sur des comparaisons graphiques. Aussi doit-on, par l'étude plus précise des valeurs du quotient granulométrique des diverses fractions, rechercher si elle peut être confirmée ou infirmée. On tentera, ensuite, d'approcher la signification des divers « domaines granulométriques » dont les courbes de la figure 41 traduisent l'existence dans la partie remaniée des profils.

L'INFLUENCE DE L'ÉVOLUTION PÉDOLOGIQUE SUR LE BILAN GRANULOMÉTRIQUE DES HORIZONS REMANIÉS

FAUCK (1971), traitant de l'évolution granulométrique des sables dans la partie supérieure de profils de sols rouges (ferrallitiques), aboutit à peu près au schéma général montré par la figure 46. Il souligne, entre autres, les points suivants : « diminution progressive des fractions grossières, de la profondeur vers la surface, quelles que soient les caractéristiques de la roche-mère et diminution relative, également de la fraction des sables très fins, ces deux phénomènes se traduisant en bilan, dans les horizons supérieurs, par une augmentation des sables moyens ».

L'auteur, se fondant sur des études morphoscopiques des sables, invoque la prédominance, dans cette redistribution granulométrique, des phénomènes pédologiques. Le déficit des fractions grossières, serait entraîné par le rôle fragilisant des imprégnations d'hydroxydes de fer dans les fissures et les canicules des grains de quartz. Pour les fractions les plus fines, plus divisées, le phénomène principal serait la dissolution à partir des caries.

Les observations microscopiques effectuées sur les sables du socle togolais ont permis de noter également une importante fissuration du quartz dans la plupart des sols, mais surtout dans les zones profondes du niveau en place, dès que les grains se libèrent de la roche-mère. Cette fissuration apparaît d'ailleurs aussi bien dans les horizons peu ou pas ferruginisés que dans ceux qui sont fortement enrichis en hydroxydes. D'autre part, les caries ne s'observent que très rarement, même aux plus forts grossissements du microscope optique. Elles ne sont spécifiques d'aucun type de sol particulier. Elles semblent davantage liées à certains faciès de roches-mères granitiques assez acides, tendant localement vers des pegmatites. Au total, les observations morphoscopiques ne permettent guère de retrouver dans les sols étudiés, ou, du moins dans leurs horizons supérieurs, les deux phénomènes retenus par FAUCK comme facteurs principaux de l'évolution granulométrique.

Toutefois, pour revenir aux possibilités d'une évolution pédologique des sables quartzeux, il n'est pas inutile de vérifier si les valeurs du quotient granulométrique [I + II] / III des différentes fractions présentent des variations significatives d'un grand groupe de sols à l'autre. Dans cette démarche, ont été réunies dans la figure 48 les courbes des valeurs médianes des quotients granulométriques, calculées pour chacune des cinq principales catégories de sols. On constate que, de l'un à l'autre de ces grands groupes pédologiques, l'évolution granulométrique des niveaux remaniés des profils, présente sensiblement les mêmes caractères. Les sols régoliques semblent cependant se distinguer quelque peu des autres, avec des quotients granulométriques plus proches de l'unité pour les fractions moyennes et fines.

La comparaison statistique, par le test de K-S, des données sur lesquelles ont été calculées les valeurs médianes permet les conclusions suivantes (au risque de 5 %) :

- — homogénéité des valeurs des quotients granulométriques pour toute classe supérieure à 80 microns, entre les différents sols;
- — valeurs significativement un peu plus élevées dans les fractions 50 - 80 microns pour les sols régoliques.

L'influence de l'évolution pédologique des horizons supérieurs remaniés apparaît donc des plus restreintes puique la seule différence significative porte sur un domaine très limité du stock global des sables des sols régoliques. On pourrait peut être voir dans ce comportement particulier, le fait que ces sols, développés en majorité sur les bas de pentes, intègrent un apport colluvial de fractions les plus fines. On verra toutefois, un peu plus loin, que cette explication n'est guère plausible. Il est plus vraisemblable de penser que dans ces sols jeunes, l'évolution granulométrique, sous l'action du mécanisme qui sera retenu lors de l'interprétation, n'a pas encore atteint le stade de celles des autres sols.

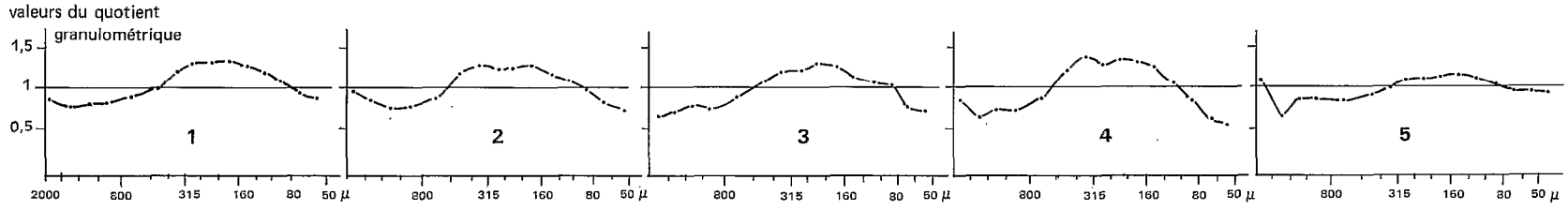


FIG. 48. — Courbes des valeurs médianes des quotients granulométriques de l'ensemble des niveaux remaniés [I + II] par rapport au niveau en place (III) pour les principales catégories de sols.

1 : sols ferrallitiques
2 : sols ferrugineux lessivés drainés
3 : sols ferrugineux lessivés hydromorphes
4 : sols ferrugineux lessivés du faciès mince (drainés et hydromorphes)
5 : sols peu évolués régoliques dans matériau montmorillonitique

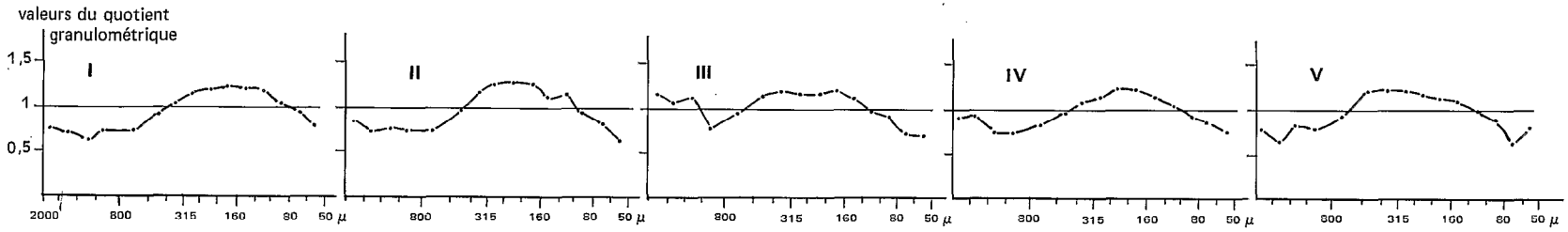


FIG. 49. — Courbes des valeurs médianes des quotients granulométriques de l'ensemble des niveaux remaniés [I + II] par rapport au niveau III en place en diverses situations topographiques.

situations topographiques :
- I : sommets
- II : entre le sommet et le quart supérieur des versants
- III : entre le quart supérieur des versants et la mi-pente
- IV : entre la mi-pente et le quart inférieur des versants
- V : entre le quart inférieur des versants et l'axe de drainage

SITUATION TOPOGRAPHIQUE ET BILAN GRANULOMÉTRIQUE DES HORIZONS REMANIÉS

La figure 49 donne pour cinq situations s'échelonnant entre les points hauts et les points bas du paysage, la courbe des valeurs médianes des quotients granulométriques [I + II] / III.

La comparaison statistique des données, fait ressortir peu de différences entre ces diverses situations topographiques. Le seul écart significatif concerne la fraction 400 - 500 microns entre les sols des sommets d'une part, et ceux qui sont situés dans le quart inférieur des versants ou entre la mi-pente et le quart supérieur, d'autre part. Par ailleurs, la recherche de corrélation, pour chaque fraction, entre les valeurs du quotient granulométrique et les distances entre les profils et le sommet des versants ou l'axe de drainage, n'a fait ressortir aucune liaison. Enfin, la situation topographique à laquelle le quotient granulométrique de chaque fraction atteint sa valeur maxima se révèle très variable d'une séquence à l'autre. En particulier, les valeurs maxima des quotients granulométriques des fractions sableuses les plus fines, c'est-à-dire les plus mobiles, s'observent aussi bien au sommet que dans la partie médiane ou à la base des versants d'un site d'étude à l'autre.

Ces divers résultats et observations laissent à penser que la situation dans le paysage n'exerce aucune influence sensible sur la distribution latérale des matériaux sableux.

SIGNIFICATION DE L'ÉPAISSEUR DES HORIZONS REMANIÉS

Certains profils présentent des horizons remaniés très épais. De cette observation, on déduit souvent la marque d'un apport allochtone. Cette explication est d'autant plus plausible quand il s'agit de sols développés sur les bas de pentes. Pour étudier cette question, deux catégories de sols ont été retenues. Pour l'une, l'épaisseur totale des horizons remaniés est inférieure à 100 cm et pour l'autre, supérieure à 150 cm. Pour que la comparaison soit plus parlante, les sols se situent respectivement dans les 300 premiers mètres amont et dans les 300 derniers mètres aval des versants. La figure 50 donne la courbe des quotients granulométriques (valeurs médianes) de la partie remaniée par rapport au niveau en place, de chacune de ces deux catégories de sols. Bien qu'une certaine différence ressorte graphiquement, l'étude statistique des distributions fréquentielles des données n'apporte de confirmation que pour la fraction 400 - 500 microns. De plus, si l'on ne se tient qu'à la comparaison des valeurs médianes à partir desquelles les deux courbes sont construites, les écarts vont même à l'encontre de ce que l'on pourrait attendre d'un colluvionnement éventuel. Celui-ci porterait, en effet, d'une manière préférentielle sur les particules le plus facilement

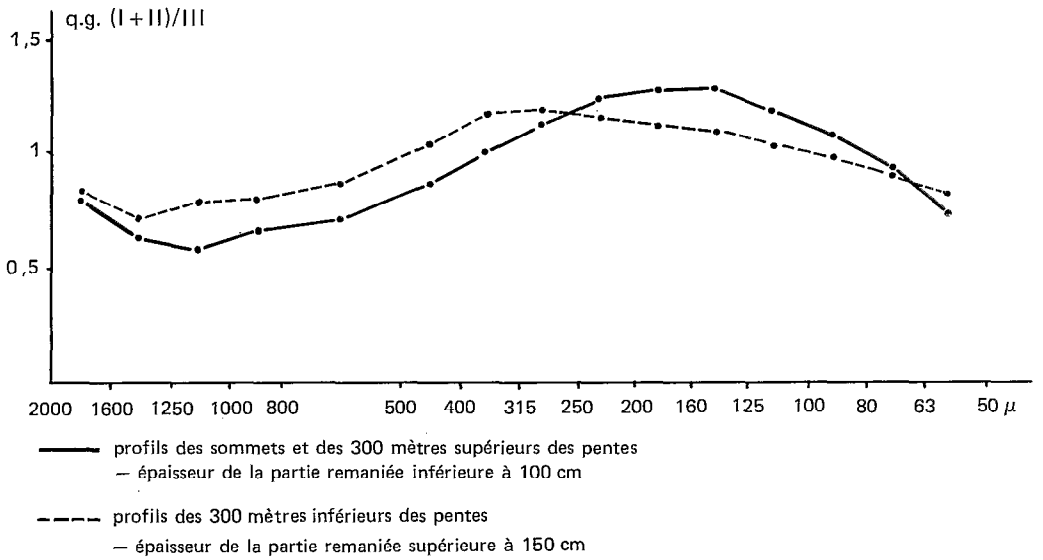


FIG. 50. — Evolution granulométrique par rapport au niveau en place pour deux classes d'épaisseur de la partie remaniée des sols.

mobilisables. Or, tout au contraire, les sols de bas de pentes présentent pour les fractions fines (inférieures à 250 microns) des quotients granulométriques inférieurs à ceux que l'on relève dans les sols de l'amont.

LA PARENTÉ ENTRE LE MATÉRIAU EN PLACE ET LES HORIZONS REMANIÉS

Le coefficient de régression (r) fut calculé, pour les 120 profils étudiés, entre les pourcentages de sables présentés par chacune des classes granulométriques, respectivement au sommet du niveau III et dans l'ensemble des niveaux remaniés. On obtient, par exemple, $r = + 0{,}757$ pour la fraction 50 - 80 microns et $r = + 0{,}805$ pour la fraction 250 - 315 microns. Pour chacune des fractions inférieures à 800 microns, les caractères de dispersion des données montrent que la liaison est très étroite, le risque de non vérification étant toujours inférieur à 1 %. Pour les sables de taille supérieure à 800 microns, la liaison est moins étroite mais encore significative au risque maximum de 5 %. Le fait que la liaison est moins étroite pour cette dernière partie de la gamme granulométrique semble pouvoir s'expliquer. En effet, dans certains profils, les fractions grossières renferment des sables émoussés. L'analyse statistique montre, par le calcul du coefficient de régression, que le quotient granulométrique de la classe 800 - 2 000 microns entretient avec l'abondance des gravats quartzeux émoussés (supérieurs à 2 mm) une liaison positive significative (à un risque compris entre 3 et 4 %). Il apparaît donc vraisemblable que, dans ces fractions certaines particules tirent leur origine d'un résidu d'érosion ancienne comme les gravats étrangers. Or l'érosion exporte les particules d'autant plus facilement que celles-ci sont fines. Ceci permettrait d'expliquer l'accroissement parfois très marqué des quotients granulométriques des fractions les plus grossières, que l'on observe dans les types C, E, K et M des courbes de la figure 41. D'une manière générale, pour revenir aux différents « domaines granulométriques » qui ont été distingués (p. 000) dans le stock global des sables, toutes les sections décroissantes de la courbe des quotients traduiraient une phase d'érosion. L'interprétation qui suit, tentera de rechercher dans quelle mesure cette hypothèse est plausible. Nous tâcherons également de savoir pourquoi les autres domaines granulométriques présentent l'évolution inverse et se traduisent, dans la courbe des quotients, par un apport (ou une permanence) d'autant plus marqué que les sables sont fins.

C Interprétation

1 RÉSUMÉ DES DONNÉES PRÉCÉDENTES

La distribution granulométrique des sables dans les niveaux remaniés peut être caractérisée par les points suivants :

- — l'indépendance par rapport à l'évolution pédologique;
- — la constance de ses traits généraux malgré les différences de situation topographique, sans redistribution latérale sensible;
- — l'indépendance par rapport à l'épaisseur des niveaux remaniés;
- — l'étroite liaison des pourcentages de sables entre niveaux remaniés et niveau en place, dans chaque fraction, sauf dans les plus grossières où la relation est plus lâche;
- — l'enrichisement de la base des niveaux remaniés en sables grossiers et de l'horizon superficiel en sables fins, de tous les profils.

Tous ces caractères donnent à penser que la distribution granulométrique des horizons remaniés dépend d'un mécanisme qui se développe en tout lieu, sur place et identique à lui-même. Et ce mécanisme se traduit aussi nettement sur les sommets qu'en bas de pente, sans possibilité d'apport lotéral. On doit donc l'envisager dans la direction verticale. La seule explication possible parait devoir être recherchée dans l'action de la faune du sol : les vers, les fourmis et surtout les termites. Ces derniers sont, de loin, les plus fréquents, les plus ubiquistes et déplacent d'importantes masses de matériaux. C'est donc sur leur action que l'attention doit être concentrée.

2 L'ACTIVITÉ DES TERMITES — RAPPEL BIBLIOGRAPHIQUE

L'activité des termites se manifeste, tout du moins au Togo, dans tous les sols, en toute situation topographique. D'une manière générale, elle est largement indépendante des variations du milieu naturel. Ce n'est que dans les cas extrêmes (sols inondés ou sols minéraux bruts) qu'elle fait défaut. Une seule

restriction concerne les termites constructeurs « d'édifices-cathédrales » (Macroterminiinae). Ces derniers sont rares dans le Nord du pays, du fait, semble-t-il, de l'abaissement de la pluviométrie et surtout de la raréfaction des couverts végétaux suffisamment denses. Les plus fortes populations de termitières-cathédrales sont observées dans les savanes très boisées. TRICART (1957) fait la même observation au Brésil, pour la zone de transition entre la forêt littorale et la « caatinga ». Il semble donc que la densité des population de termites, de même que les espèces, puisse varier parallèlement à la végétation. C'est ce qu'a d'ailleurs montré BODOT (1967) pour les savanes de basse Côte d'Ivoire.

Dans les savanes très boisées du Togo, la densité d'édifices qui s'élèvent jusqu'à 5 m de hauteur et pèsent plusieurs tonnes peut atteindre une dizaine à l'hectare. HESSE (1955) note que certaines termitières représentent une masse de près de 200 tonnes tandis que LEE et WOOD (1971) relèvent que 30 % de la surface du terrain peuvent être couverts par ces constructions. Ces auteurs s'accordent pour reconnaître qu'une densité de 3 à 7 termitières à l'hectare représente une valeur assez fréquente pour les grands édifices-cathédrales des Macrotermitinae. GOODLAND (1965) signale jusqu'à 200 termitières par hectare dans les savanes du Sud de la Guyana, avec des hauteurs comprises entre 0,10 et 4,50 m.

La construction des grandes termitières peut être très rapide : 4 m en l'espace de 3 ans est une vitesse couramment observée au Togo. HARRIS (1971) note que le tiers ou la moitié de la hauteur finale est atteinte la première année. L'accroissement devient, ensuite, plus lent. WILLIAMS (1968) mesure en Australie du Nord une croissance en hauteur, de 3 à 9 mm par jour selon la saison. NYE (1955-c), au Nigeria, estime de 5 à 10 ans, la période pendant laquelle les édifices se construisent puis s'effondrent jusqu'à la moitié de leur hauteur maxima. Les enquêtes effectuées au Togo auprès d'agriculteurs, aboutissent à une moyenne de 20 ans avant que la destruction ne laisse plus qu'un dôme très aplati de 0,60 à 0,70 m de hauteur. Pour la plupart des auteurs, le cycle est donc assez rapide bien que MEYER (1960) fasse remonter certaines régions de la Cuvette Congolaise.
au début du Quaternaire, la construction des grosses termitières inhabitées, trouvées en abondance dans

La constitution d'un recouvrement uniforme par remontée de matériaux grâce à la faune, et spécialement aux termites, semble assez rapide. C'est ce que l'on peut déduire de la présence de fragments de poteries jusqu'à 30 voire 50 cm de profondeur sous des horizons humifères parfaitement reconstitués. Quand on les trouve sur les axes d'interfluves il est exclu d'envisager un colluvionnement.

De nombreux auteurs (DE HEINZELIN, 1955; NYE, 1955-c; WILLIAMS, 1968; LEE et WOOD, 1971; etc.) fournissent des estimations des apports moyens effectués à la surface des sols, sur d'assez longues périodes. Les valeurs s'échelonnent de 0,0125 à 0,5 mm par an. L'épaisseur atteinte en 10 000 ans peut donc osciller entre 15 cm et 5 m.

Les profondeurs atteintes par les galeries de termites apparaissent très variables mais il n'est pas rare d'en noter au delà de 6 m. GRASSE et NOIROT (1959), WATSON (1960), MARAIS (1950) observent des termites jusqu'à 8 et même 12 m de profondeur mais les records semblent signalés par WEST (1965) cité par YAKUSHEV (1968) avec 70 m, puis par LEPAGE *et al.*, (1974) avec 45 à 55 m, en Afrique de l'Ouest. Les distances latérales d'extension des galeries sont en général de 20 à 30 m (RATCLIFFE et GREAVES, 1940; LEE et WOOD, 1971).

Les termites se livrent donc sans conteste à un énorme travail de fouissage et de transport de matériaux et la question est toujours posée de savoir dans quelle mesure leur activité s'accompagne d'une sélection granulométrique. Il est évident qu'un tri s'effectue, puisque les termitières incluent rarement des concrétions ou des gravats quartzeux dépassant 2 à 3 mm. Pour NYE (1955-c), MALDAGUE (1964), GENNART *et al.* (1961), STOOPS (1964), BOYER (1973), un tri s'effectue en faveur des particules les plus fines dans la gamme de 0 à 2 mm. Pour HESSE (1955) et HARRIS (1971), la sélection porte sur les horizons de prélèvement, dans lesquels les termites n'effectueraient aucune ségrégation sensible. LEE et WOOD (1971) font toutefois remarquer que le comportement est variable d'une espèce à l'autre ainsi que pour les différentes zones des termitières. L'habitacle apparaît, en effet, généralement constitué de matériaux plus fins que la muraille. Enfin les auteurs s'accordent pour souligner que les termites s'adressent aux horizons de profondeur pour prélever les matériaux argileux et humides dont ils ont besoin.

3 ÉTUDE GRANULOMÉTRIQUE DES MATÉRIAUX DES TERMITIÈRES

L'analyse granulométrique des matériaux des termitières a porté sur les deux parties épigées : habitacle et muraille (fig. 51). Elle a été couplée avec celle des différents horizons des sols voisins.

La figure 52 regroupe diverses courbes des valeurs médianes de quotients granulométriques. Ces derniers chiffrent la variation du pourcentage de chaque fraction entre les matériaux suivants :

— habitacle et sommet du niveau III du sol;
— habitacle et chacun des horizons remaniés du sol;
— muraille et sommet du niveau III;
— muraille et chacun des horizons remaniés;
— muraille et habitacle.

L'examen de ces courbes permet de faire les remarques suivantes.

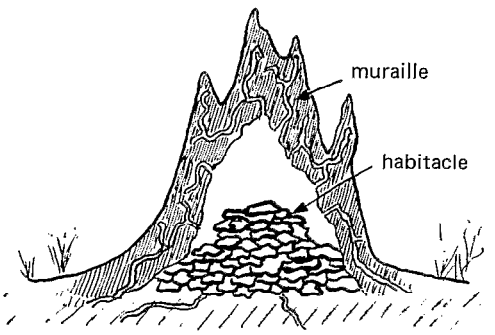
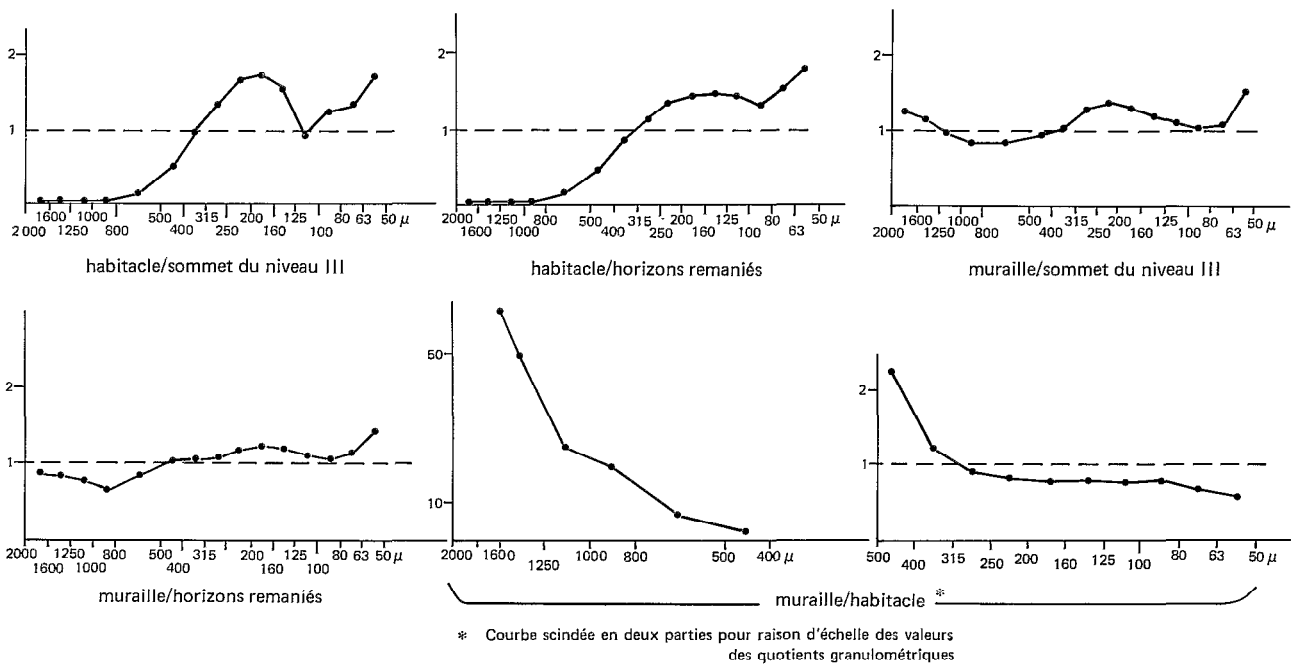


FIG. 51. — Coupe schématique du nid d'une termitière - cathédrale.



* Courbe scindée en deux parties pour raison d'échelle des valeurs des quotients granulométriques

FIG. 52. — Courbes des valeurs médianes des quotients granulométriques des matériaux mis en œuvre dans les termitières.

— *L'habitacle*

• Les termites ne prélèvent, pour sa construction, pratiquement aucune particule supérieure à 800 microns.

• Pour les sables de 800 à 200 ou 125 microns, que la comparaison porte sur le niveau III ou sur les niveaux remaniés, le prélèvement est très sélectif. Cette sélection s'opère de manière à accumuler dans l'habitacle, les particules en raison directe de leur finesse.

Enfin, pour les fractions de 200 ou 125 à 50 microns, le phénomène est complexe. La tendance précédente s'inverse d'abord, puis redevient favorable aux particules les plus fines. La cause de ce déficit passager qui est observé ici n'est pas claire. Il faut cependant noter qu'en raison de leurs besoins, les termites sont entraînés à prélever plutôt dans les horizons de surface pour la matière végétale et plutôt dans les horizons profonds pour l'argile. Or les différents horizons ont des granulométries différentes, ceci peut expliquer les variations enregistrées sur la courbe des valeurs du quotient granulométrique.

— *La muraille*

Les courbes des quotients granulométriques de la muraille présentent en gros les mêmes « domaines » que celles de l'habitacle. Mais elles s'en distinguent par de plus fortes valeurs pour les fractions supérieures à 500 microns et de plus faibles pour les sables fins. De plus, on note que, en direction du pôle grossier de la gamme granulométrique, les valeurs du quotient se relèvent progressivement à partir de 800 microns. Ceci peut s'expliquer si l'on se reporte à la courbe des quotients calculés entre la muraille et l'habitacle. Sur cette courbe, on note un relèvement progressif des valeurs du quotient, des sables les plus fins jusqu'aux plus grossiers. En d'autres termes, par rapport au matériau de l'habitacle, les fractions fines de la muraille sont déficitaires et les grossières, excédentaires. Il faut retenir à ce propos, que la muraille est exposée à l'érosion des pluies alors que l'habitacle est parfaitement protégé. Il en résulte, à la longue, un gain relatif des fractions grossières, par perte constante des fines, au fur et à mesure de l'apport des matériaux par les termites qui cherchent à maintenir l'édifice.

Ainsi la granulométrie des matériaux utilisés dans l'édification d'une termitière dépend de plusieurs facteurs. Les deux premiers sont sélectifs : ce sont les prélèvements et apports effectués par les termites d'une part et, d'autre part, l'ablation par les eaux de pluie qui ruissellent sur la muraille. Le troisième facteur consiste en la fourniture de matériaux différents : il s'agit de la composition des divers horizons que l'action des termites contribue précisément à modifier largement dans un sens ou dans l'autre.

De ces indications, on retiendra les points suivants.

— Dans les édifices termitiques, *les fractions grossières des sables,* supérieures à 315 microns, *sont déficitaires* par rapport aux matériaux des sols, et les *fractions fines, excédentaires.*

— De plus, cette sélection ne s'arrête pas à cette limite granulométrique. Elle s'opère pour les sables fins, *d'une façon très précise, en fonction de la finesse des particules.*

— Cette accumulation des fines vers la surface a pour conséquence la concentration en profondeur des matériaux les plus grossiers.

— A l'inverse, l'exposition des parois au ruissellement favorise l'exportation des fines et une concentration relative de sables grossiers.

D Conclusion

Il apparaît donc que deux phénomènes antagonistes peuvent expliquer à la fois la distribution des sables dans les niveaux remaniés et leur bilan granulométrique par rapport aux horizons en place. Ces deux phénomènes consistent en une *remontée très sélective de matériaux* par les termites ainsi qu'en une érosion superficielle, toutes deux *portant préférentiellement sur les particules les plus fines.* On notera que le prélèvement et l'épandage à la surface du sol, des matériaux fins explique la très forte concentration, dans un niveau de profondeur bien individualisé, de tous les gravats, nodules et concrétions, dispersés à l'origine dans le profil. La conséquence logique de ce mécanisme est l'accroissement de la porosité totale de « l'emballage » de terre fine des éléments grossiers. C'est ce que confirme le tableau 23 qui donne les valeurs médianes de la densité apparente de la fraction inférieure à 2 mm dans chacun des trois niveaux, I, II et III, de quelques ensembles de sols. Dans tous les cas, la densité apparente est la plus faible dans le niveau II grossier, ce qui signifie une porosité totale plus élevée. Le test de corrélation de rangs de SPEARMAN, entre la densité apparente et le pourcentage d'éléments grossiers, du niveau II fait ressortir un liaison très étroite. Le coefficient obtenu, avec une valeur de — 0,640 pour un effectif de 59 profils est, par rapport au seuil de risque de 1 %, hautement significatif.

TABLEAU 23

Valeurs médianes de la densité apparente dans les trois niveaux des sols.

	Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux du facies profond drainés	Sols ferrugineux du facies profond hydromorphes	Sols ferrugineux du facies mince
niveau I	1,29	1,30	1,39	1,31
niveau II	1,24	1,08	1,21	1,12
niveau III	1,40	1,40	1,47	1,43

La combinaison de la remontée de matériaux et de l'érosion superficielle, toutes deux portant sélectivement sur les particules fines mais s'exprimant en sens opposé dans le bilan des niveaux remaniés, explique l'enrichissement relatif en sables moyens de la partie remaniée de la majorité des profils. Cette concentration se traduit sur les courbes de la figure 41 (p. 142), par des quotients granulométriques supérieurs à 1. L'effet cumulatif de l'activité des termites sur une longue période, explique la distribution des différentes classes de sables selon la profondeur, comme on l'a noté page 136. Les sables fins, étant constamment repris pour la construction des termitières sont apportés en surface tandis que les grossiers sont progressivement enterrés. Mais l'exposition au ruissellement des pluies sur la muraille des édifices, aboutit de plus, à favoriser l'érosion des fractions les plus ténues. C'est pourquoi les horizons superficiels sont souvent plus pauvres en fines que les horizons où la faune a effectué ses prélèvements sélectifs. C'est ce que montre le tableau 21 où, dans 9 profils sur 11, les teneurs maxima en fines inférieures à 80 microns (ou plus rarement, 100 ou 63 microns) se situent en profondeur.

Par ailleurs, tout au long du développement d'un profil, selon que domine la remontée de matériaux fins par la faune ou bien l'érosion superficielle, le bilan des horizons remaniés sera de plus en plus positif ou négatif, du pôle grossier vers le pôle fin. Les exemples en sont fournis respectivement par les types G et H d'une part, et I et J d'autre part, des courbes de quotients granulométriques [I + II] / III (fig. 41, p. 142).

Enfin, toujours à l'échelle de l'histoire d'un sol, le bilan granulométrique des niveaux remaniés peut enregistrer plusieurs phases alternativement marquées par la dominance de la remontée de matériaux ou par celle de l'érosion. Ceci explique que la courbe des quotients granulométriques [I + II] / III de nombre de profils est composée d'une succession de sections croissantes ou décroissantes dans le sens sables grossiers-sables fins. Les types de courbes E, F et M de la figure 41 illustrent cette succession. Par exemple, une phase d'érosion suffisamment forte ne laissera qu'un résidu de sables grossiers (fig. 53-a). Celui-ci pourra, ensuite, dans une phase dominée par les remontées (sélectives), se combiner au nouvel apport pour donner une courbe descendante puis croissante (fig. 53-b). Si à cette remontée vient s'opposer une nouvelle phase d'érosion, la seconde section de la courbe s'infléchira d'abord dans les fractions les plus ténues (fig. 53-c) et ainsi de suite. Les courbes de quotients granulométriques traduisent donc la succession des événements qui ont affecté les horizons remaniés. La multiplicité des types de courbes de la figure 41 (p. 142) reflète la diversité des combinaisons des « domaines granulométriques » qui sont les témoins de ces événements.

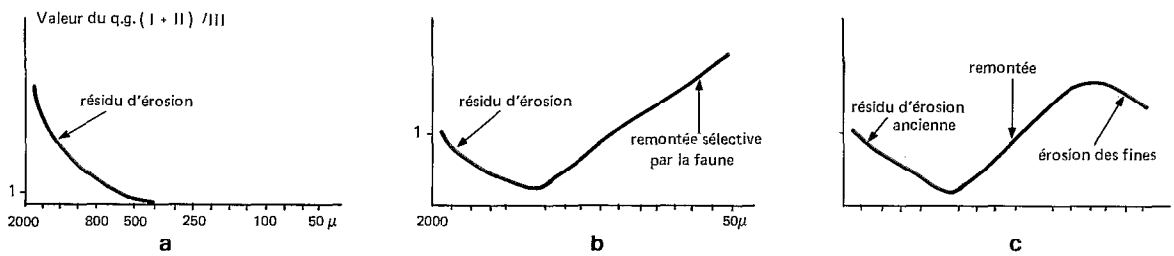


FIG. 53. — Schéma des variations de la courbe des quotients granulométriques de l'ensemble des niveaux remaniés au cours d'une succession de phases dominées alternativement par l'érosion et la remontée par la faune.

Enfin la fréquence de construction des termitières dans l'espace et dans le temps, de même que l'érosion superficielle des fines dépendent de très nombreux facteurs. Le résultat final dans la granulométrie ds horizons remaniés présentera donc un caractère aléatoire. Ceci explique pourquoi aucun type de courbe de q.g., c'est-à-dire aucun type de bilan granulométrique des niveaux remaniés, n'est spécifique d'un sol donné ou d'une situation topographique particulière, comme l'ont montré les tableaux de contingence de la figure 47.

Un bilan peut être tenté pour le paysage. En effet, malgré les traces évidentes de remontées par les termites, la plupart des sols montrent un déficit de sables les plus fins pour leur partie remaniée. Et ceci vaut aussi bien pour les sols de bas de pente que pour les sols situés plus en amont. Il n'est donc pas possible de repérer des zones d'accumulation dans les parties aval des versants.

Deux hypothèses peuvent être faites sur l'évolution actuelle de ces derniers.

— Après le transport du sable sur toute la longueur du versant, une phase stable s'est installée. Elle est caractérisée par l'accumulation en surface, des fines remontées par la faune.

— Le ruissellement, sur le modelé actuel a toujours été assez compétent pour transporter les fines, si bien que la pellicule en transit serait très mince. Elle n'apparaîtrait pas d'une façon sensible dans les bilans effectués sur les sols aval.

En tout état de cause, dans la gamme de pentes offerte par le socle, les tests de corrélation montrent que les différences de déclivité, tout au long de chaque toposéquence, ne semblent pas présenter de possibilité de redistribution latérale sensible. En particulier, les sections aval des versants, qui s'adoucissent progressivement vers l'axe de drainage ne sont pas le siège d'un atterrissement de fines.

Enfin, dans le Nord du pays, les termitières épigées sont rares ou mêmes absentes. L'activité de la faune se concentre, pour l'essentiel à l'intérieur du sol. On peut donc se demander si le mécanisme de remontée sélective peut expliquer la redistribution granulométrique des horizons remaniés comme dans les zones plus méridionales. En fait, on doit garder à l'esprit que tout comme la végétation, les populations termitiques ont évolué (Bodot, 1967). Il est vraisemblable que, sur une période plus ou moins prolongée de leur histoire, les sols ont été le siège de l'activité d'espèces constructrices.

CHAPITRE XIII

Les concrétions ferrugineuses

I REMARQUES

— Dans la suite de cette étude, le terme de *concrétion*, sans autre précision, désignera, indépendamment de sa morphologie, de sa structure et du type d'« environnement pédologique », toute masse ferrugineuse indurée, de taille millimétrique ou centimétrique, « noyée » dans un matériau meuble ou cimenté. De même, le terme « concrétionnement » englobera l'ensemble des mécanismes qui aboutissent à l'apparition des concrétions.

Des termes plus précis seront utilisés quand il s'imposera de mettre en lumière certaines modalités. C'est ainsi que, à la suite de PETTIJOHN (1957), les *nodules* désigneront des masses indurées, à structure isotrope non fondamentalement différente de celle de volumes terreux massifs. Les concrétions vraies, qui présentent des stries concentriques autour d'un nucleus, sont rares dans l'ensemble des sols du socle. Elles sont surtout représentées par un type de transition vers les nodules, dans lequel un noyau central à structure isotrope occupe une assez grande partie du volume. Nous le désignerons par le terme de *concrétions semi-pisolitiques*.

— L'approche du problème des concentrations ferrugineuses ne portera que sur les concrétions, pour les raisons suivantes.

- Le concrétionnement est, de loin, la forme de concentration la plus fréquente.
- Morphologiquement, aucune solution de continuité ne sépare nettement les uns des autres, les horizons concrétionnés, les carapaces et les cuirasses.
- Aucune de ces trois formes de concentration n'est spécifique d'un type de sol ou d'une situation particulière dans le paysage.

TABLEAU 24

Valeurs médianes de la composition des différentes formes d'induration ferrugineuse
(attaque triacide — résultats corrigés de la perte au feu)

	Quartz	SiO_2 combin.	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO_2	Ki
cuirasses	27,26	18,76	14,99	35,09	1,08	1,75	0,34	0,33	0,18	0,19	2,07
carapaces	22,91	23,24	20,45	31,55	1,18	0,36	0,47	0,33	0,14	0,29	1,87
horizons concrétionnés (terre fine + nodules et concrétions)	30,37	18,70	16,10	32,88	1,08	0,56	0,55	0,37	0,14	0,42	1,83

• Enfin, les différences de composition chimique entre les cuirasses, les carapaces et les horizons concrétionnés sont peu marquées (tabl. 24). Les pourcentages de sesquioxydes de fer en particulier, sont très voisins les uns des autres et ceci a été confirmé par les tests statistiques de comparaison des données.

— Dans les sols à sesquioxydes exprimés du réseau des minéraux primaires (sols ferrallitiques et sols ferrugineux), les concrétions représentent dans la majorité des cas, près de 75 % du fer total de l'ensemble des horizons A et B où elles se localisent (tabl. 25). Encore faut-il noter que ce pourcentage est sous-estimé car ne sont pas prises en compte les concrétions de taille inférieure à 2 mm, qui sont très difficiles à séparer du reste de la fraction de terre fine. L'étude du fer, sur le socle togolais, se ramène, pour l'essentiel, à celle de sa concentration sous forme de concrétions.

TABLEAU 25

Pourcentages présentés par les concrétions, de la masse totale des principaux constituants de l'ensemble des horizons A et B (valeurs médianes).

	Masse des concrétions / Sol total	Quartz	SiO_2 comb.	Al_2O_3	Fe_2O_3
Sols ferrallitiques	43,09	17,48	34,13	36,46	69,16
S.F.T. drainés profonds	44,23	21,14	40,35	46,98	77,29
S.F.T. hydromorphes profonds	32,14	13,92	29,79	33,83	63,94
S.F.T. drainés minces	38,76	19,02	36,54	46,06	78,34
S.F.T. hydromorphes minces	42,44	13,03	50,69	51,62	79,83

II INTRODUCTION

La figure 54 donne pour les principales catégories des sols, les histogrammes des fréquences relatives des pourcentages de la masse totale du sol que représentent les concrétions dans chacun des trois niveaux I, II et III. On constate que les concrétions constituent, dans le niveau II, une très importante fraction de l'ensemble des matériaux. Par contre, *elles font généralement défaut dans le niveau III sous-jacent, non remanié.* Dans certains sols soumis à l'érosion de leurs horizons superficiels fins (niveau I) et qui présentent des horizons BC et C peu puissants, les concrétions peuvent arriver à composer plus de 50 %

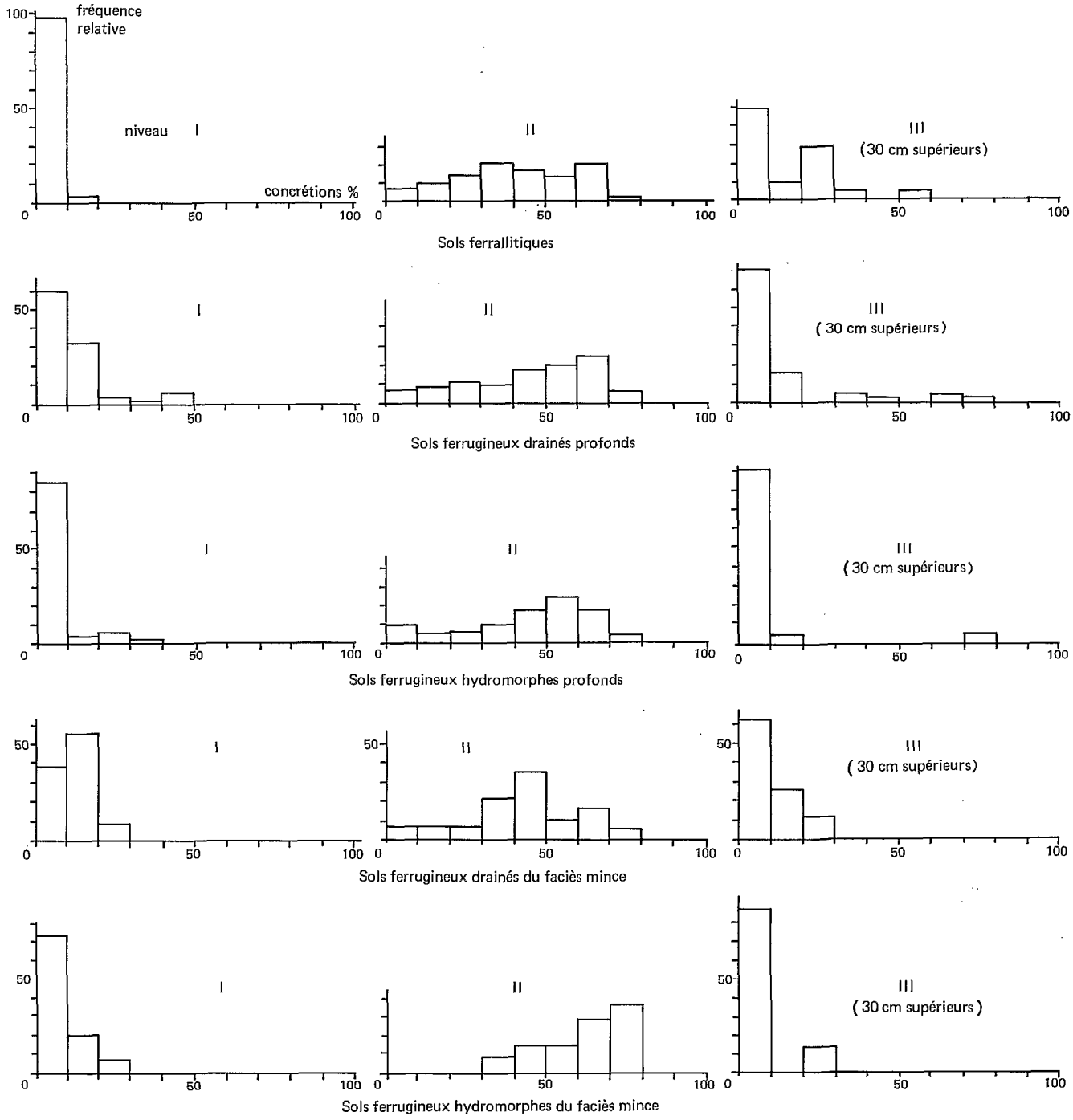


FIG 54. — Fréquences relatives des pourcentages du matériau total représenté par les concrétions dans les différents niveaux.

de la masse entière du profil. D'autre part, comme l'étude morphologique des toposéquences l'a souligné, tous les sols sont intéressés par la présence de concrétions, y compris ceux dont l'évolution géochimique est la moins poussée.

La localisation préférentielle des concrétions au sein du niveau II, en association avec des gravats de quartz émoussés, et leur ubiquité sont des arguments pour penser que leur origine est allochtone. Nombre d'auteurs retiennent cette hypothèse pour la totalité ou une partie de telles concentrations ferrugineuses grossières : SHERMANN *et al.* (1954) à Hawaii, OBENG et QUAGRAINE (1960) au Ghana, FÖLSTER (1964) au Soudan, BOULVERT (1968) en République Centrafricaine, STACE *et al.* (1968) en Australie, STOOPS (1968) au Congo-Kinshasa, etc. La plupart d'entre eux voient dans ces concentrations, le résultat d'épandage de fragments provenant du démantèlement de formations ferrugineuses indurées mises en relief au préalable.

Toutefois, on peut aussi observer, quoique beaucoup moins abondantes, des concrétions au sein de matériaux rigoureusement en place. Dans ce cas, on s'accorde à reconnaître à leurs sesquioxydes de fer, trois origines possibles :

— apport de solutions, pseudosolutions, complexes ou chélates lessivés des horizons sus-jacents (MOSS, 1965) ou parfois remontés par évapotranspiration;

— apport de même nature que le précédent, mais résultant du lessivage de sols ou de matériaux ferrugineux situés en topographies dominantes (SHERMAN et al., 1954; MAIGNIEN, 1958);

— concentration sur place du fer, par exportation d'autres constituants, avec une éventuelle diffusion très localisée au sein du même horizon (BLUMEL, 1962).

D'HOORE (1954) désigne les deux premiers mécanismes par la notion d'accumulation absolue et le troisième par celle d'accumulation relative.

L'origine des concrétions peut donc être multiple. On examinera dans ce qui suit, quelques uns de leurs caractères, afin d'éclairer leur présence dans les sols étudiés.

III MORPHOLOGIE DES CONCRÉTIONS

A Les principaux caractères morphologiques et leur variation

Le tri des différentes fractions grossières fut effectué sur environ 150 profils, par tranches d'épaisseur moyenne de 25 cm. Cette procédure a permis de distinguer dans chacun des sols étudiés, diverses catégories d'éléments grossiers indurés dont l'identité d'un horizon ou d'un sous-horizon à l'autre définit autant de « profils de concrétionnement ».

Dans la plupart des concentrations ferrugineuses on peut mettre en évidence trois, voire quatre ou cinq types morphologiques de concrétions. Systématiquement l'un d'eux se révèle très dominant sur tous les autres, tant par son pourcentage que par sa présence sur toute l'épaisseur des horizons Bfe. Du sommet à la base de ces derniers, on peut observer que les différents caractères des concrétions varient graduellement : couleur dureté, compacité, taille, forme, richesse en inclusions non ferrugineuses, etc. Les types subordonnés se concentrent d'une façon préférentielle dans les différents sous-horizons Bfe. Il faut noter que quand les caractères morphologiques de la fraction fine varient peu du sommet à la base de la concentration ferrugineuse, il en est de même pour les concrétions. On le vérifie, en particulier, dans les sols ferrallitiques et dans les sols régoliques.

Les principales catégories sont les suivantes.

TYPE I. Les nodules du type I, bien qu'ils soient isotropes comme tous les nodules, présentent souvent des différenciations superficielles : assombrissement de la couleur, développement d'une patine dans les horizons supérieurs de sols tronqués par l'érosion, dureté plus grande, inclusions de quartz moins nombreuses. Ces différenciations superficielles sont plus marquées dans les horizons humifères. Certains ne

TABLEAU 26

Morphologie des éléments ferrugineux grossiers.

Fréquence		Formes	Aspect superficiel	Couleur interne	Dureté	Porosité	Taille maxima la plus fréquente (en mm.)	Inclusions	Matrice
NODULES DU TYPE I	Sous-type I-a 28 %	Subovoïde dans les sols ferrallit. polyédrique adoucie dans les sols ferrug.	Patine fréquente dans les sols ferral. Patine rare dans les sols ferrugin.	Rouge ou rouge-violacé dans les sols ferrallitiques tachetés de rouge, ocre et noir dans les sols ferrugin.	Forte dans les sols ferrallit. moyenne à forte dans les sols ferrugineux	Faible	18	Sables quartzeux fins	Sols ferrallitiques Profils ou horizons les mieux drainés des sols ferrug.
	Sous-type I-b 21 %	Polyédrique	Patine très rare	Tacheté d'ocre de rouge clair et de noir (faces noirâtres délimitant des fragments à l'écrasement)	Moyenne	Moyenne	20-22	– Sables et petits graviers de quartz – Muscovite rare (dans les horizons prof.)	Sols ferrugineux hydromorphes à kaolinite dominante
	Sous-type I-c 9 %	En rognons	Sans patine	Beige ou tachetés d'ocre clair, rouge clair et beige	Forte	Moyenne ou faible	35	– Sables et graviers de quartz – Feldspaths potassiques dans les horizons de passage aux arènes	– Sols ferrugineux très lessivés ou appauvris en argile, dérivés de roche-mère leucocrate – Matériaux colluviaux sableux ± hydrom.
	Sous-type I-d 5 %	Subvoïde ou ovoïde	Sans patine	Beige, grisâtre ou rouge-ocre	Faible	Assez élevée	15	– Sables quartzeux fins – Fines paillettes de muscovite	Sols ferrugineux hydromorphes argilo-sableux
TYPE II Concrétions semi-pisolitiques	Sous-type II-a 5 %	Sphérique	Patine brun foncé (ou noirâtre dans les vertisols)	Brun foncé – Noirâtre dans de nombreux vertisols	Forte à très forte	Très faible dans le cortex assez élevée dans le noyau	18	Très rares sables quartzeux fins dans le cortex, sables assez fins et petits graviers de quartz dans le noyau	Matériaux riches en argiles gonflantes
	Sous-type II-b 2 %	Ovoïde ou, plus rarement, sphérique	Très mince revêtement ocre argilo-ferrugineux ou, plus rarement, patine ocre-brun	Brun ou ocre	Forte à très forte	Faible à très faible	25	Très rares sables quartzeux fins dans le cortex, gravier de quartz ou fragment de roche ferruginisé consituant le noyau	– Sols ferrugineux du faciès mince – Sols régoliques à tendance ferrugineuse
Type III Nodules composites 10 %		Agrégat très mamelonné de nodules ou de concrétions semi-pisolitiques	Patine brun clair assez rare	Ciment tacheté	Moyenne	Moyenne	35-40	Sables fins de quartz, fines paillettes de muscovite, parfois petits feldspaths potassiques, dans le ciment	Concentrations ferrugineuses les plus fortes des sols ferrugineux ± hydromorphes
Nodules du type IV 5 %		Ovoïde	sans patine	Jaune, rose ou tachetés de rose et de jaune	Faible à très faible	Elevée ou très élevée	10	– Sables quartzeux – Muscovite – Feldspaths-K poudreux	Horizons BC des sols ferrallitiques ou des sols ferrugineux bien drainés à kaolinite dominante
Type V Pseudo-concrétions 6 %		Parallélépipédiques	Patine brune ou rouge brun dans les horizons superficiels sans patine dans les horizons profonds	Rouge foncé dans les sols sur amphibolites rouge ou plus souvent tachetés de brun, rouge et beige-ocre, sur micaschistes	Moyenne ou faible	Elevée	40-50	– Sables quartzeux – Muscovite parfois abondante pour les sols, dérivés de micaschistes	Sols ferrallitiques pénévolués ou sols ferrugineux, dérivés d'amphibolites ou de micaschistes à muscovite
Nodules du type VI 6 %		En amande	Patine rouge foncé ou brun noirâtre dans les horizons superficiels	Violacé	Forte ou très forte	Très faible	30	Très rares sables fins de quartz	Sols ferrallitiques et sols ferrugineux sur versants couronnés de cuirasse du haut glacis (régions du Nord-Togo)

sont pas rigoureusement isotropes et incluent des papules de ferriargilanes, comme le signale BEAUDOU (1972) en République Centrafricaine.

Ces nodules englobent toujours de très petits graviers et sables quartzeux, morphoscopiquement identiques à ceux de la fraction fine mais plus fréquemment fissurés ou craquelés. Les minéraux primaires autres que le quartz sont rares mais d'espèces toujours identiques à celles que l'on retrouve dans la matrice. La présence de fantômes de ces minéraux montre des épigénies par les sesquioxydes de fer.

La dureté de ces nodules est, en général, moyenne mais varie graduellement en profondeur, dans la plupart des profils. Les plus résistants de ces nodules se trouvent dans les horizons supérieurs et à la base de la concentration ferrugineuse quand elle est marquée par un pseudo-gley bien développé. La taille dépasse rarement 3 cm. Les plus gros nodules du type I se retrouvent au sein des matériaux sableux.

On peut définir les sous-types suivants.

SOUS-TYPE I-a. Les nodules sont de formes assez régulières, polyédriques adoucies à subvoïdes, parfois faiblement mamelonnées.

On les trouve principalement dans les sols ferrallitiques et dans les sols ferrugineux drainés, au sein des profils les plus argileux. Cependant, sur une même toposéquence, les caractères varient nettement d'un grand groupe de sols à l'autre. Dans les sols ferrallitiques, les nodules sont, le plus souvent, de formes subovoïdes, de couleur rouge uniforme dans toute leur masse et assez durs. Dans les sols ferrugineux drainés, leurs formes sont plus anguleuses, leur résistance à l'écrasement est plus faible, et, dans leur masse, ils sont tachetés. Ce sous-type représente environ 28 % de tous les profils de concrétionnement.

SOUS-TYPE I-b. (fréquence : 21 %). Les caractères de ce sous-type le rapprochent de ceux des nodules précédents, issus des sols ferrugineux drainés. La porosité est, en général, plus élevée et la résistance à l'écrasement, moindre. Les nodules se résolvent alors en fragments anguleux, délimités par des faces noirâtres et tachetés à l'intérieur. Les formes sont moins régulières, plus souvent polyédriques qu'ovoïdes. *On trouve ces nodules principalement dans les sols ferrugineux hydromorphes à kaolinite dominante ou exclusive.*

SOUS-TYPE I-c. (fréquence : 9 %). Ces nodules ont des formes très irrégulières qui s'apparentent à celles de rognons de silex et les dimensions maxima sont plus élevées (jusqu'à 4 ou 5 cm). *On les trouve presqu'uniquement dans les matériaux sableux originaires de roches-mères leucocrates ou de colluvionnement de bas de pente.* Ces nodules renferment de très nombreux grains de quartz, ainsi que des feldspaths assez grossiers au passage des horizons Bfe vers les arènes sous-jacentes.

SOUS-TYPE I-d. (fréquence : 5 %). Les nodules sont de formes assez régulières, à peu près semblables à celles du sous-type I-a. Leur porosité est forte et leur consistance, faible. Leur surface est généralement piquetée de petits grains de quartz. Ils s'apparentent à des masses terreuses plus ou moins consolidées. *On les trouve principalment dans les sols ferrugineux hydromorphes argilo-sableux* moyennment concrétionnés.

TYPE II : concrétions semi-pisolitiques.

Les couches concentriques du cortex, autour du noyau de type nodulaire, sont délimitées les unes des autres par des variations de teintes. Celles-ci sont, dans l'ensemble, assez sombres : brun, marron, très rarement rouge. Le cortex n'inclut, en général, que de rares minéraux primaires, principalement de petits grains de quartz très semblables à ceux de la matrice et dispersés au hasard dans les couches concentriques. La dureté de ces concrétions est beaucoup plus prononcée que celle des nodules sauf dans certains vertisols et dans des matériaux argileux peu évolués. Dans ces derniers, les concrétions sont tendres et de teintes noirâtres bien que l'analyse ne révèle pas de pourcentages de manganèse significativement plus élevés.

Les deux sous-types principaux sont les suivants.

SOUS-TYPE II-a. (fréquence 5 % environ). Les couleurs sont brun foncé à noirâtre, avec une patine souvent très nette. Ces concrétions sont généralement de petites tailles, inférieures à 7 mm, dépassant rarement 1,8 cm et présentent alors l'aspect de plomb de chasse. Certaines concrétions se rapprochent de véritables pisolites dans lesquels le noyau est de proportion négligeable par rapport au volume représenté par les couches concentriques. *On trouve ce sous-type dans les matériaux riches en argiles gonflantes.*

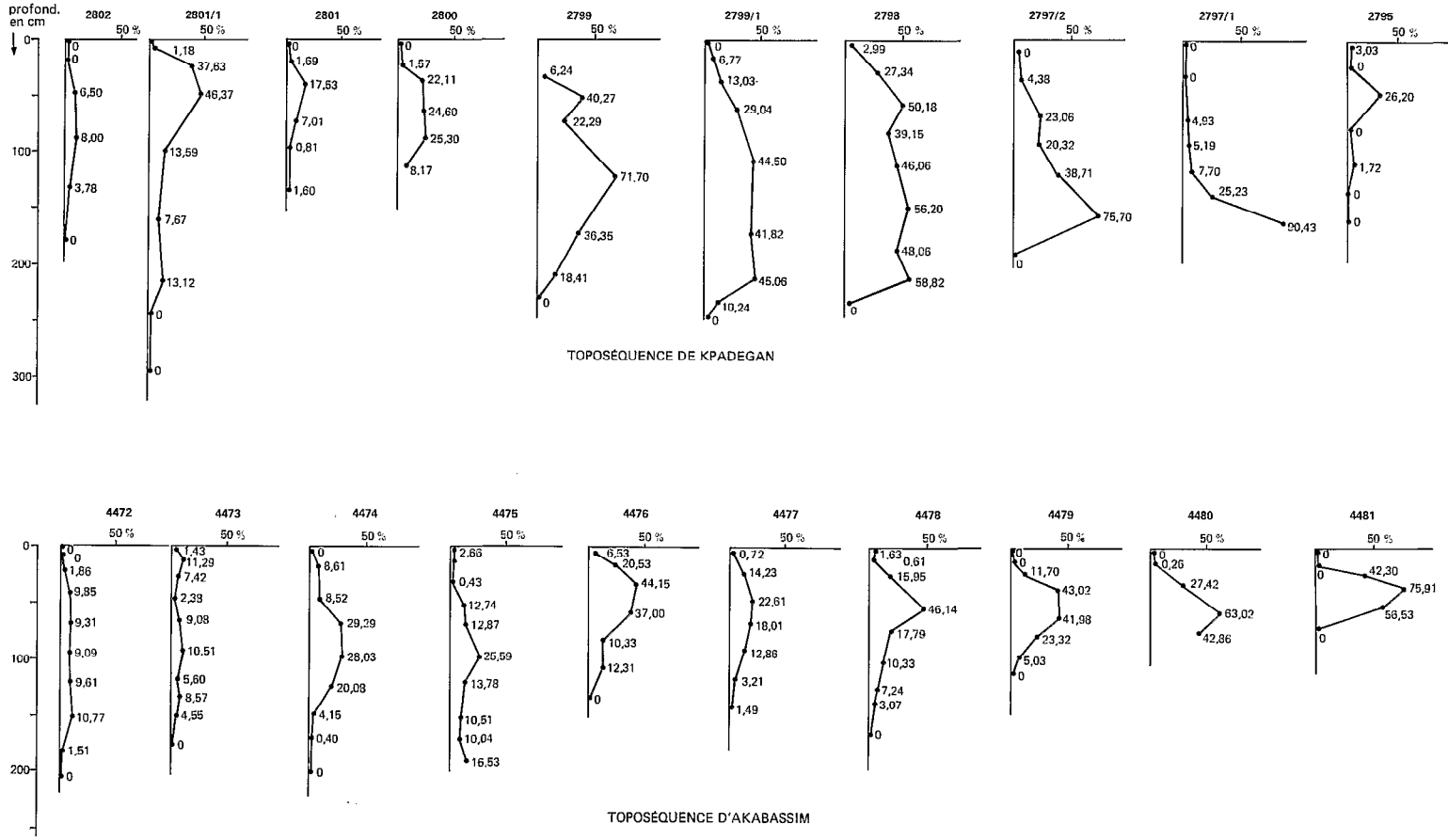


FIG. 55. — Variations en profondeur du pourcentage de nodules supérieurs à 7 mm dans la concentration ferrugineuse grossière.

SOUS-TYPE II-b. (fréquence : 2 % environ). Les tailles sont, en général, plus grandes que celles des précédentes concrétions et peuvent atteindre 3 à 4 cm. Le noyau, sans structure concentrique, représente souvent la plus importante partie. Dans de nombreux cas, il est constitué d'un gravier quartzeux ou quartzitique émoussé ou d'un fragment rocheux plus ou moins ferrugineux. *On trouve de telles concrétions presqu'uniquement dans les sols ferrugineux du faciès mince ou dans les sols régoliques à tendance ferrugineuse.* Dans tous les cas, la fraction fine des horizons Bfe renferme un pourcentage notable de montmorillonite ou d'interstratifiés.

TYPE III : Nodules composites (fréquence 10 %). Ces nodules correspondent à la forme « botryoïde » de BREWER (1964), définie comme un gros agrégat d'éléments plus ou moins sphéroïdaux et, qui ressemble vaguement à une grappe. Ils sont formés de nodules ou de concrétions des types précédents (le plus souvent Ib ou IIa) cimentés par un matériau en général peu induré et très semblable à la fraction fine de l'horizon. Cette morphologie présente des termes de passage vers des carapaces. *On les trouve principalement au plus fort des concentrations ferrugineuses des sols à hydromorphie plus ou moins marquée.*

TYPE IV : (fréquence : 5 %). Ces nodules sont de formes assez régulières le plus souvent ovoïdes, tendres, poreux, sans patine. Ce sont de simples masses imparfaitement indurées. Ils renferment souvent des minéraux primaires plus ou moins altérables : muscovite, feldspaths poudreux. Leur taille est réduite, inférieure à 1 cm en général. Ils sont, dans leur majorité, de couleur jaune ou rose. *On les trouve principalement dans les horizons BC de sols ferrallitiques ou de sols ferrugineux bien drainés à kaolinite exclusive.*

TYPE V : Pseudoconcrétions (fréquence 6 %). Une rapide référence sera faite à ces éléments ferrugineux, traités au cours de l'étude des nappes de gravats. Il est à rappeler qu'elles ne s'observent jamais dans les sols développés aux dépens de gneiss, de granites ou de migmatites. Ces pseudoconcrétions sont spécifiques des matériaux dérivés de micaschistes ou d'amphibolites. Leurs fréquences maxima correspondent aux sols les mieux drainés. Le cas le plus typique est réalisé par les sols ferrallitiques peu désaturés, pénévolués, à drainage rapide et localisés sur les passées amphibolitiques. Dans ces sols, la plus grande masse des éléments grossiers appartient à ce type.

TYPE VI : (fréquence 6 %). Ces nodules présentent des formes très régulières, en amandes, à surface lisse. Leur dureté est toujours supérieure à celle des types précédents. Les couleurs sont rouge sombre à rouge violacé. Les grains de quartz sont beaucoup moins nombreux que dans toutes les autres catégories de nodules ou de concrétions. LEPRUN (1972) a montré que l'acquisition de ces caractères s'effectue, de la base au sommet de cuirasses de Haute-Volta, progressivement aux dépens de nodules que l'on peut rattacher au type I. Cet auteur les considère donc comme formés en place. Les mêmes observations ont pu être faites au Togo. Toutefois, dans les sols non cuirassés, les caractères de ces nodules ne présentent, au contraire des autres, jamais de variation notable tant à l'échelle des profils que de celle des toposéquences. On ne trouve ces nodules que dans les régions septentrionales du Togo (Pays Kabré, au Nord de Dapango), dans les sols des glacis qui rayonnent des cuirasses tabulaires. Dans ces conditions, on peut les considérer, au même titre que les gravats quartzeux étrangers (émoussés), comme des fractions résiduelles d'érosion voire d'épandage, incorporées aux sols actuels. Ces nodules ne représentent qu'une très faible proportion des concentrations ferrugineuses grossières dont ils font partie, en général inférieure à 3 %.

Sauf le dernier, chaque type de nodule apparaît donc caractéristique d'une pédogenèse ou d'une altération déterminées. Des gradients morphologiques très précis se retrouvent dans toutes les toposéquences étudiées, aussi bien verticalement que latéralement. Il en est ainsi des toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim dont l'évolution pédologique est très différenciée. Par exemple, les concrétions semi-pisolitiques s'observent presqu'uniquement dans les matériaux de l'aval, riches en argile 2/1. Les sols de l'amont ne renferment, pour l'essentiel, que des nodules. Ceux-ci diffèrent dans les sols ferrallitiques (nodules du sous-type I-a) et dans les sols ferrugineux drainés (nodules intermédiaires entre ceux des sous-types I-a et I-b) puis hydromorphes (nodules du sous-type I-b ou du type III). De même, dans les sols ferrugineux, les horizons de surface plus ou moins humifères et bien drainés contiennent des nodules qui se rapprochent plutôt du sous-type I-a tandis que les horizons de profondeur, engorgés en saison des pluies livrent des nodules voisins de ceux du sous-type I-b ou du type III.

D'autre part, toute discontinuité latérale du substrat lithologique se répercute systématiquement dans les caractères des concentrations ferrugineuses sus-jacentes. On peut s'en assurer, par exemple, dans

la toposéquence d'Akabassim sur une passée amphibolitique (profil 4481). Les nodules sont différents de ceux de la zone amont, développés sur des gneiss à muscovite. Taille et dureté sont plus élevées, la couleur est plus sombre dans toute la masse, la fréquence des inclusions quartzeuses moins grande, les paillettes de muscovite sont absentes et les formes, très irrégulières.

Enfin, dans chaque profil, les différents types subordonnés présentent par rapport au type dominant, des liens évidents de parenté par la présence de formes de transition. La comparaison d'un sous-horizon à l'autre, de ces formes de transition montre une variation parallèle à celle de la catégorie dominante.

Il est très difficile de quantifier la plupart de ces observations. La granulométrie et la densité apparente des éléments ferrugineux grossiers sont toutefois mesurables (LEVEQUE, 1970). Quand il s'agit de catégories représentées sur une épaisseur suffisante pour effectuer plusieurs prélèvements, les valeurs s'ordonnent presque toujours en fonction de la profondeur. Ces valeurs passent, en général, par un maximum dans un sous-horizon itermédiaire. La figure 55 donne des exemples de cette variation verticale pour la proportion des éléments ferrugineux supérieurs à 7 mm dans les deux toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim. Pour certains types de nodules peu cohérents, les mesures de l'indice d'instabilité de la structure (méthode HENIN) sont également envisageables. Les résultats manquent de reproductibilité mais l'étendue des variations et la médiane des valeurs révèlent une différence de comportement dans les directions verticale et latérale. L'instabilité augmente, en général, du haut en bas des concentrations ferrugineuses ainsi que des sols ferrallitiques vers les sols ferrugineux drainés puis vers les sols ferrugineux hydromorphes.

B Conclusion

L'étude des caractères morphologiques des concentrations ferrugineuses grossières, dont le tableau 26 présente une récapitulation, permet de relever un ordonnancement vertical et latéral certain. Les variations des concrétions se calquent sur la différenciation des profils des sols actuels et enregistrent les variations du soubassement lithologique.

Toutes ces variations et concordances se répètent sur chacun des sites étudiés. Elles ne peuvent être fortuites et n'autorisent pas à retenir l'hypothèse d'un épandage ou même de bouleversements mécaniques sur place.

IV RÉPARTITION DES CONCRÉTIONS ET DES GRAVATS ÉTRANGERS DANS LES NIVEAUX GROSSIERS

Le terme de « gravats étrangers » ne désigne que les quartz émoussés. La concentration de graviers, de cailloux et de blocs anguleux peut en effet, procéder de la concentration d'éléments d'anciens filons, par des mécanismes purement internes : approfondissement des profils, dissolution des éléments des minéraux altérables, lessivage de particules fines, et surtout, prélèvement de matériau par les termites.

Dans la plupart des toposéquences, on peut distinguer deux zones. Dans la première zone, située en amont, les quartz émoussés se répartissent assez également dans une grande partie de la concentration ferrugineuse grossière, mais dans une tranche inférieure de cette dernière, leur pourcentage s'abaisse fortement. Dans la seconde zone, en aval, les quartz émoussés se concentrent au contraire, au plancher des horizons à concrétions et ne sont représentés, au-dessus, que par quelques graviers et cailloux épars. Il faut remarquer que la limite entre ces deux zones coïncide dans la majorité des cas, à quelques dizaines de mètres près et souvent moins, avec le passage entre des sols différents. A Kpadégan, cette limite se situe à faible distance en aval du passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux. A Akabassim, elle sépare les sols ferrugineux du faciès profond de ceux du faciès mince. On ne peut donc rejeter l'hypothèse que, à toute mise ou remise en place de matériaux a correspondu une nouvelle orientation de l'évolution pédologique.

Le tableau 27 donne les valeurs du rapport des pourcentages des concrétions et des quartz émoussés grossiers dans deux tranches superposées du niveau II (3/4 supérieurs et 1/4 inférieur) dans la toposéquence de Kpadégan et dans une partie de la séquence d'Akabassim. Pour cette dernière séquence, le calcul n'a porté que sur quatre profils. Ces quatre profils sont situés de part et d'autre de la limite entre les deux zones du versant dans chacune desquelles l'étude morphologique des sols a montré que les quartz émoussés et les concrétions présentent la même disposition relative.

TABLEAU 27

Valeurs du rapport entre le pourcentage des quartz émoussés et celui des concrétions dans deux tranches superposées des niveaux grossiers.

Profil	2 802	2 801	2 800	2 799	2 799/1	2 798	2 797/2	2 797/1	2 795
Dans les 3/4 supérieurs du niveau II, grossier	1,32	0,33	1,12	0,14	0,04	0,03	0,02	0,14	0,01
	V	V	V	^	^	^	^	^	^
Dans le 1/4 inférieur du niveau grossier	0,52	0,13	0,29	1,64	0,67	0,72	0,19	26,66	3,06

Toposéquence de Kpadégan → vers l'aval

Profil	4 478	4 479	4 480	4 481
Dans les 3/4 supérieurs du niveau II, grossier	0,17	0,18	0,10	0,09
	V	V	^	^
Dans le 1/4 inférieur du niveau II, grossier	0,01	0,01	0,45	0,20

Toposéquence d'Akabassin → vers l'aval

Les données du tableau confirment la forte variation de la proportion de ces deux catégories d'éléments grossiers dans la direction verticale et entre les deux zones amont et aval de chacune des toposéquences.

La disposition relative des quartz étrangers et des concrétions au sein des profils présente donc certains caractères de stratification. Ceci semble indiquer que leur concentration respective procède de mécanismes décalés dans le temps. Si l'on se reporte aux profils de la zone aval, où la répartition est particulièrement tranchée, on ne peut, en effet, imaginer que les concrétions se soient transportées, à partir de formations de l'amont, séparément des quartz qui leur sont associés dans la partie supérieure des horizons Bfe. Et transportés ensemble, concrétions et quartz auraient accentué l'homogénéisation de la nappe de gravats. Tel n'est pas le cas. Plus vraisemblable est la série de mécanismes suivants.

— Les gravats quartzeux se seraient concentrés à la surface du terrain au cours d'une période érosive. Cette érosion peut se concevoir comme un réajustement des versants à la suite de l'enfoncement du réseau de drainage.

— Les termites auraient ensuite recouverts les gravats quartzeux, par des remontées de matériaux fins auxquels se seraient incorporés quelques quartz grossiers du fait de l'activité d'animaux fouisseurs ou de déracinement d'arbres.

— Les concrétions seraient, enfin, apparues par néoformation grâce aux solutions fournies par le recouvrement fin ou par l'amont de la séquence. Ce concrétionnement aurait « figé » toute possibilité de bouleversement, par l'activité biologique, de la nappe de gravats quartzeux concentrés à la base des horizons Bfe.

En ce qui concerne la zone amont, où les quartz grossiers sont « dilués » au sein d'une plus épaisse tranche de profils, on peut penser que le bouleversement de la nappe de gravats originelle par les animaux fouisseurs et par le déracinement, s'est effectué sur une période plus prolongée. Cette hypothèse s'accorde avec le fait que les sols sont plus anciens, mais implique que le concrétionnement et le blocage consécutif

de la redistribution des quartz sont intervenus dans l'évolution des profils, à un stade moins précoce que dans la zone aval.

Enfin, il faut noter que la nappe de gravats de quartz, bien individualisée à la base de la partie remaniée de nombreux profils, n'inclut jamais de concrétions étrangères à celles qui constituent les horizons Bfe sus-jacents. Il est donc vraisemblable qu'au moment de sa mise en place, les formations fines érodées n'avaient pas encore été affectées par le concrétionnement. Dans le cas contraire, il faudrait admettre que toute trace d'un tel phénomène aurait été effacée, les quartz seuls ayant résisté à toutes les vicissitudes.

V DIFFERENCIATION GÉOCHIMIQUE DES CONCRÉTIONS

A A l'échelle des profils

La figure 56 présente les variations verticales du pourcentage du quartz et du fer de la concentration ferrugineuse grossière dans les profils des deux toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim. On note, par exemple, que le rapport entre les teneurs extrêmes est de 4,56 pour le quartz et de 1,48 pour le fer dans le profil 2801/1 (sol ferrallitique), de 2,69 et de 2,08 dans le profil 4482 (sol régolique). Les variations de la composition des concrétions d'un horizon à un autre, sont, en effet, généralement prononcées, les valeurs médianes du rapport entre les extrêmes, calculées pour l'ensemble des sols étudiés, étant de 1,80 pour le quartz et de 1,27 pour le fer. Une différenciation verticale semblable a été notée par SOKOLEVA et POLTEVA (1968) pour des sols d'Union Soviétique. On note également que ces variations sont, au delà d'écarts plus ou moins importants, souvent ordonnées, dans un sens croissant ou décroissant, sur une tranche assez épaisse de la concentration ferrugineuse. Leur sens général est, de plus, identique dans une série de profils successifs de l'amont vers l'aval des séquences.

B A l'échelle des toposéquences

Le tableau 28 donne les valeurs médianes des pourcentages des principaux constituants de la concentration ferrugineuse grossière des divers ensembles de sols qui se succèdent de l'amont vers l'aval dans les séquences de Kpadégan et d'Akabassim.

Un assez net gradient latéral peut s'observer pour la plupart des constituants, sauf les sesquioxydes de fer, à Kpadégan. Dans la seconde séquence, il est impossible de relever une progressivité semblable, mais on notera que les sols ferrugineux du faciès mince et les sols régoliques se distinguent assez nettement, pour l'aluminium et le fer, de ceux qui les précèdent à l'amont.

En conclusion, on constate que la composition des concentrations ferrugineuses grossières est affectée de variations très sensibles dans les deux directions, verticale et latérale. Ces variations concordent le plus souvent avec la différenciation des sols actuels. Cet ordonnancement dans l'espace, tout comme celui des caractères morphologiques, permet d'écarter à nouveau l'hypothèse d'un déplacement latéral, même limité, des éléments ferrugineux grossiers. On peut donc considérer que ces derniers se sont formés au sein de matériaux d'altération fournis par le substrat de chaque profil. Tout au plus, un affaissement d'*ensemble* a pu affecter ces concentrations ferrugineuses, en conséquence du « soutirage »» de matériaux fins effectué en profondeur par les termites et couplé à une érosion superficielle des fractions les plus ténues. Ce déplacement vertical est désigné couramment par le terme de « fonte des sols ». Il permet d'envisager que les concrétions peuvent, après une longue période d'évolution des sols, se retrouver dans un « emballage » de matériaux d'altération plus profonds et plus jeunes, diffèrent de leur matrice originelle.

TABLEAU 28

Valeurs médianes de la composition de la concentration ferrugineuse grossière des principales catégories de sols dans deux toposéquences.

	Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux drainés	Sols ferrugineux hydromorphes
Quartz	14,25	24,38	28,27
SiO_2	19,73	16,52	12,38
Al_2O_3	17,50	15,43	10,99
Fe_2O_3	45,97	43,38	46,00
TiO_2	1,04	0,85	0,81
Ki	1,78	1,81	1,91

Toposéquence de Kpadégan

	Sols ferrugineux drainés	Sols ferrugineux hydromorphes	Sols ferrugineux du faciès mince	Sols régoliques dans matér. montmor.
Quartz.	20,44	20,68	15,88	21,71
SiO_2	18,85	18,77	19,20	15,20
Al_2O_3	19,14	19,55	13,75	13,95
Fe_2O_3	37,74	37,17	46,61	44,25
TiO_2	0,67	0,55	1,30	0,98
Ki	1,60	1,58	2,48	1,84

Toposéquence d'Akabassim

VI LES FORMES DU FER

La méthode d'extractions ménagées successives par l'acide chlorhydrique (SEGALEN, 1968), permet de distinguer, par l'analyse des courbes des pourcentages cumulés, l'existence de deux formes du fer. La première forme, facilement extractible traduit, en général, la présence de sesquioxydes amorphes tandis que la seconde, moins rapidement solubilisable, est composée généralement de sesquioxydes cristallisés.

Cette méthode utilisée pour les concrétions des sols togolais, grâce à l'obligeance de M. LAMOUROUX, a donné, en général, des résultats moins probants que ceux que l'on obtient pour les fractions fines des sols. La plupart des courbes présentent, soit une allure sigmoïde, soit plusieurs « paliers », si bien qu'il est difficile de reconnaître dans les résultats des dosages, les proportions des deux formes du fer. Cependant, les résultats obtenus pour les trois profils étudiés de l'amont à l'aval de la séquence de Kpadégan présentent quelque intérêt (fig. 57). Pour le premier et le second de ces profils, situés respectivement dans le domaine ferrallitique (2801/1) et dans celui des sols ferrugineux drainés (2799/1), les déterminations (sur concrétions broyées à 0,2 mm) furent effectuées à deux ou plusieurs niveaux de la concentration ferrugineuse grossière, sur la catégorie dominante de nodules. Pour le troisième profil (2795), appartenant aux sols ferrugineux lessivés hydromorphes, les dosages ont été effectués sur deux catégories de nodules composant en proportions

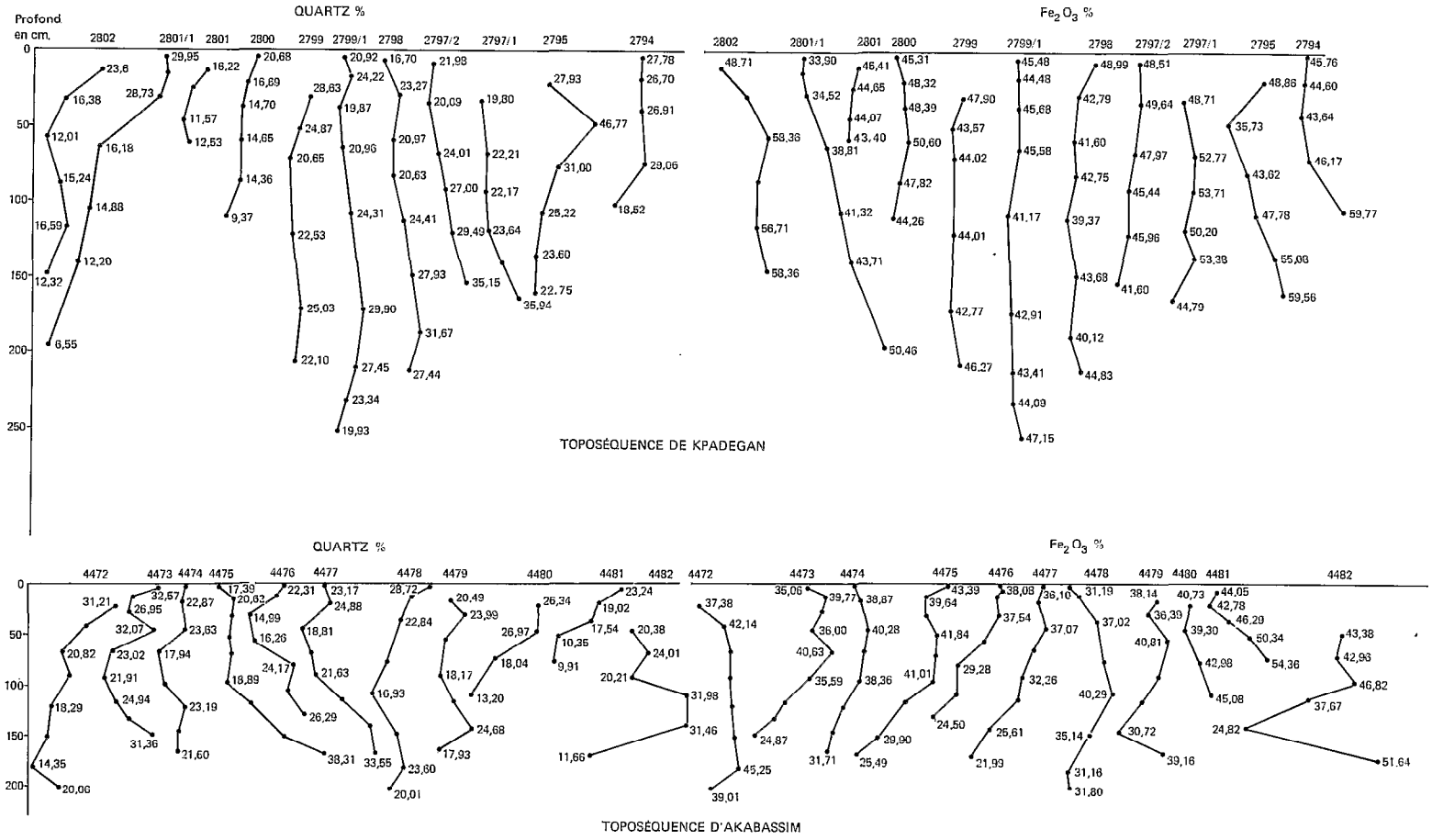


FIG. 56. — Variation en profondeur des pourcentages de quartz et de fer dans les concrétions.

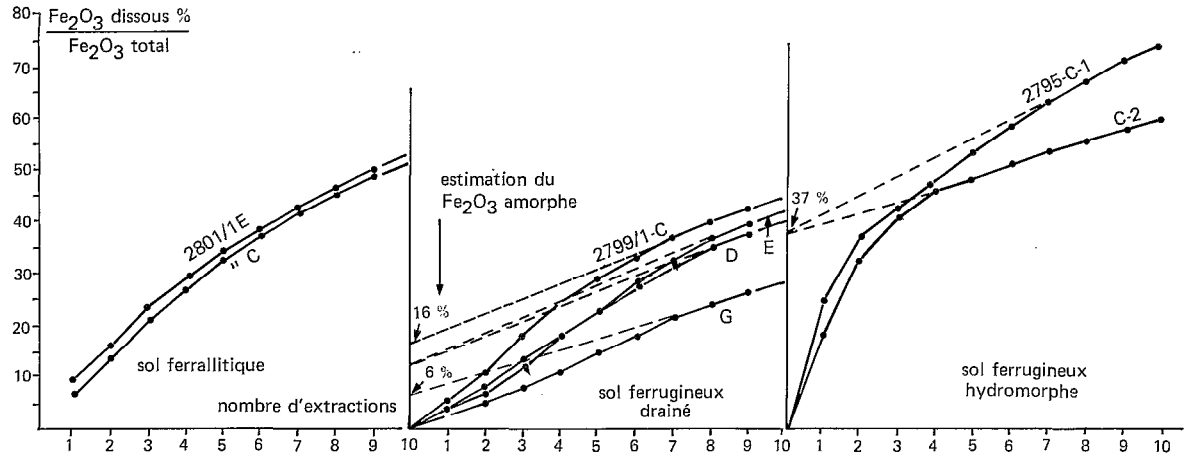


FIG. 57. — Pourcentages cumulés de sesquioxydes de fer extraits par HCl_{8N} sur nodules broyés à 0,2 mm.

égales le sommet de l'horizon Bfe. Il s'agit pour l'échantillon 2795 C-1 d'une forme intergrade entre les nodules du sous-type I-a et les concrétions semi-pisolitiques du sous-type II-a. L'échantillon 2795 C-2 est constitué de nodules tendres du sous-type I-d. Pour les profils 2801/1 et 2799/1, les nodules sont respectivement des sous-types I-a et I-b.

Echantillons	2 801/1		2 799/1				2 795	
	C	E	C	D	E	G	C_1	C_2
Profondeur (cm)	24	98	38	60	108	210	48	48
$\frac{Fe_2O_3 \text{ dissous}}{Fe_2O_3 \text{ total}}$ % après la 5ème extraction	32,02	34,14	28,48	22,72	22,83	14,50	53,12	48,26
après la 10ème extraction	51,10	53,07	44,43	40,10	42,57	27,85	73,80	58,65

Les traits suivants se dégagent des résultats.

— Dans le sol ferrallitique, il ne semble exister qu'une seule forme de sesquioxydes, vraisemblablement cristalline fine, car l'allure des courbes traduit dans l'ensemble, une vitesse régulièrement décroissante de solubilisation.

— Pour le sol ferrugineux drainé, les courbes, d'allure sigmoïde dans une première section, se réduisent à une section assez rectiligne à partir de la septième extraction. Ceci permet d'estimer la teneur en sesquioxydes facilement extractibles (amorphes ?), entre 6 % et 16 % du total des sesquioxydes, les pourcentages croissant vers le sommet de la concentration ferrugineuse.

— Enfin, la présence d'un « palier » plus net dans chacune des deux courbes dressées pour le sol ferrugineux hydromorphe autorise la mesure assez précise de la teneur en amorphes pour chacune des deux catégories de nodules. La valeur obtenue est de 37 % et très supérieure au maximum de 16 % mesuré dans le sol ferrugineux drainé. On ne retrouve donc pas ce que LAMOUROUX (1971) a noté au Liban où les sols rouges fersiallitiques sont plus riches en formes amorphes ou, du moins, en formes crypto-cristallines — LAMOUROUX et QUANTIN, 1973 —) que les sols bruns hydratés moins bien drainés.

Les déterminations par les rayons X des minéraux des nodules de ces trois profils confirment l'existence d'un gradient latéral. Dans le sol ferrallitique, l'hématite domine sur la goethite. Dans le sol ferrugineux drainé, la goethite domine légèrement sur l'hématite et, dans le sol ferrugineux hydromorphe,

l'hématite se trouve très subordonnée à la goethite qui est abondante. Ces derniers résultats s'accordent avec ceux de PEDRO et MELFI (1970) pour qui l'hématite est l'aboutissement normal du fer en milieu très drainant pauvre en silice facilement soluble. Ils rejoignent également ceux de LAMOUROUX (1971) qui observe que, dans les milieux très longtemps engorgés, l'évolution cristalline des hydroxydes de fer serait limitée à la goethite.

On peut déduire de ces gradients latéral et vertical que les proportions des différents sesquioxydes de fer des concrétions varient d'une façon assez étroite avec la différenciation des sols actuels. Ceci donne à penser que la genèse de ces concentrations ferrugineuses n'est pas sensiblement déphasée par rapport à l'évolution de ces sols.

VII L'INDIVIDUALISATION EN PLACE DES ÉLÉMENTS FERRUGINEUX GROSSIERS

A plusieurs reprises, il fut noté que les éléments ferrugineux grossiers se concentraient principalement dans les niveaux remaniés. Cette localisation dans une partie profondément bonleversée par l'activité de la faune, rend difficile de suivre les stades successifs de la formation des concrétions à partir de la fraction fine. Il n'en est pas de même dans le niveau III et bien que les concrétions y soient peu abondantes, on peut étudier les relations qu'elles entretiennent avec la matrice. Ces relations sont de deux types. Le premier type caractérise les matériaux kaoliniques ou plus généralement assez bien drainés. Le second est spécifique des matériaux plus confinés, riches en montmorillonite ou en édifices interstratifiés.

— Dans les matériaux kaoliniques, et bien drainés, on observe au microscope et même à l'œil nu, toutes les formes de transition entre nodules à contours nets et zones d'imprégnation ferrique, peu colorées. Un terme médian est réalisé par le développement de « halos globulaires » (BREWER, 1964) entourant des noyaux plus opaques très distincts. Dans la plupart des cas, le squelette de ces noyaux ou de ces nodules ne se distingue pas fondamentalement de celui de la matrice. L'inventaire minéralogique confirme cette identité et la fraction sableuse ne présente aucune variation quantitative systématique. Dans le même horizon, cette fraction peut être plus, moins ou aussi abondante dans les nodules que dans la matrice. Sa seule caractéristique est la plus grande fréquence de grains fissurés.

— Dans la seconde catégorie de matériaux, riches en argiles gonflantes, la ségrégation des éléments ferrugineux grossiers semble s'effectuer d'une manière beaucoup plus brutale. Les termes de passage entre les zones d'enrichissement ferrique et les éléments ferrugineux grossiers (concrétions semi-pisolitiques) sont peu perceptibles. Cette absence de formes de transition peut recevoir deux explications.

• *Dans la première hypothèse,* la concentration du fer serait actuellement ralentie ou arrêtée. Cette concentration se limiterait à la formation de taches colorées qui correspondraient soit à des zones plus riches en minéraux ferrifères, soit à des conditions locales d'oxydoréduction favorables (DROSDOFF et NIKIFOROFF, 1940). L'observation microscopique ne permet pas de trancher. Il serait cependant étonnant que, dans l'éventail des conditions pédoclimatiques, il ne s'en trouve aucune qui permette la poursuite du concrétionnement.

• *Dans la seconde hypothèse,* dès qu'une zone de la matrice opère comme noyau d'attraction, toute particule ferrugineuse libérée à son voisinage viendrait s'adsorber (YANITSKII, 1958, *in* BREWER, 1964). Les grains de quartz, grâce à leur auréole de molécules d'eau orientées et développant des charges négatives, feraient office de sites d'adsorption.

Quoi qu'il en soit, il est un fait que, dans ces matériaux riches en argiles 2/1, les concrétions sont développées préférentiellement, parfois d'une manière exclusive, au sein de zones de concentration de quartz grossiers. On peut voir dans ce fait, la conséquence d'une modification des conditions physico-chimiques. Dans ces zones, l'oxydation et l'immobilisation du fer sous forme de concrétions serait entraînée par l'amélioration locale du drainage interne du profil.

Enfin, qu'il s'agisse de nodules ou de concrétions à structure pisolitique plus ou moins marquée, on ne retrouve pas dans leur masse, l'arrangement des particules qui composent la matrice. En particulier, l'extinction finement mouchetée des agglomérats argileux caractéristique, en lumière polarisée, des horizons BC et C du niveau III, disparaît. On peut rapprocher ce fait d'observation des données analytiques. Les résultats obtenus par l'attaque triacide montrent, en effet, une chute du rapport silice-alumine quand on passe de la matrice aux concrétions et ceci dans tous les sols étudiés (tabl. 29). Cette chute est plus grande dans les concrétions nées dans les sols à montmorillonite ou interstratifiés. Ceci signifie que les minéraux 2/1 sont plus fragiles que la kaolinite au cours de l'envahissement par les sesquioxydes de fer. Et de fait, l'analyse aux rayons X n'indique plus que la kaolinite dans les concrétions. Tout ceci laisse à penser que le concrétionnement cache un phénomène d'épigénie des silicates antérieurement présents dans la matrice. Les plus vulnérables sont les silicates primaires même si les plus gros subsistent en sursis, en raison de leur faible surface d'attaque. Ensuite, viennent la montmorillonite et les édifices interstratifiés. La kaolinite est atteinte mais peut subsister partiellement, sous des formes cristallines souvent désordonnées, du type « fire clay ». Elle reste avec les quartz et les minéraux primaires résiduels, le seul compagnon des hydroxydes de fer. Les valeurs du rapport silice/alumine indiquent également une accumulation relative d'alumine libre, provenant de la destruction des silicates primaires et des phyllites.

TABLEAU 29

Valeurs médianes du rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 des concrétions et de la fraction fine des horizons Bfe dans les principales catégories de sols.

	Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux lessivés profonds		Sols ferrugineux lessivés du faciès mince		Sols régoliques dans matér. montmor.
		drainés	hydromorphes	drainés	hydromorphes	
Concrétions	1,70	1,65	1,88	1,68	1,38	1,66
fraction fine des horizons Bfe	2,00	2,20	2,23	2,34	2,39	2,70

Il en résulte, d'un groupe pédologique à l'autre, une convergence de la composition de la fraction argileuse dans les concrétions. Les valeurs médianes du rapport silice/alumine n'oscillent, en effet, dans toute la gamme des différents sols, qu'entre 1,65 et 1,88. Cette tendance à l'uniformité ne semble donc pas devoir être interprétée comme le signe d'une origine commune, donc allochtone, de la concentration ferrugineuse grossière des profils d'une même toposéquence.

VIII COMPOSITION GÉOCHIMIQUE COMPARÉE DES CONCRÉTIONS ET DES MATÉRIAUX FINS

Les graphiques de la figure 58 permettent de comparer les compositions de la fraction ferrugineuse grossière et de la fraction fine pour deux profils de la toposéquence de Kpadégan. Le premier profil (2802), ferrallitique à kaolinite exclusive, est développé aux dépens de micaschistes à muscovite au sommet de la séquence, tandis que le second (2794), peu évolué régolique est situé en bas de pente où la roche-mère est un gneiss assez basique, à biotite et amphibole. Les courbes de pourcentages en fonction de la profondeur traduisent pour le quartz et pour le fer, un certain parallélisme entre concrétions et fraction fine. Cependant, les comparaisons semblables effectuées sur 80 profils environ, ont montré que ce n'était pas le cas général. Le calcul du coefficient de corrélation de rangs a donné pour tous les constituants étudiés (quartz, silice combinée, alumine, fer) des valeurs inférieures au seuil de signification à 5 %.

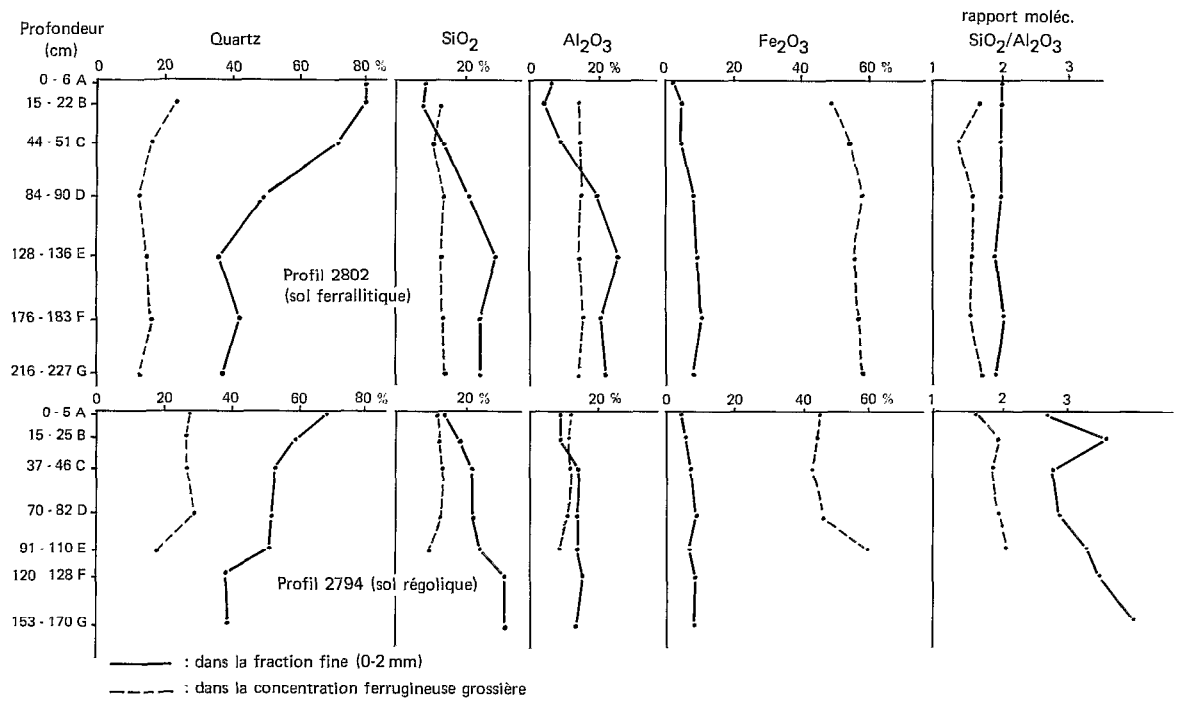


FIG. 58. — Variations verticales comparées du pourcentage des principaux constituants des concrétions et de la fraction fine.

De cette étude générale, on retiendra principalement deux caractères systématiques.

— La différence de comportement du quartz et du fer est très grande quand on passe de la matrice à la concrétion. Le pourcentage du quartz s'abaisse, celui du fer augmente, ceci dans de fortes proportions.

— Les teneurs des concrétions en silice combinée et en alumine sont, d'un horizon et d'un profil à l'autre, assez uniformes malgré les variations importantes que ces deux constituants présentent dans la fraction fine des sols.

TABLEAU 30

Valeurs médianes de la composition des concrétions dans les principales catégories de sols.

	Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux lessivés profonds		Sols ferrugineux lessivés du faciès mince		Sols régoliques dans matér. montmor.
		drainés	hydromorphes	drainés	hydromorphes	
Quartz	15,18	20,51	25,38	18,01	19,52	21,81
SiO_2	20,39	16,51	15,53	16,40	19,28	13,09
Al_2O_3	20,20	16,69	15,49	16,29	15,40	13,77
Fe_2O_3	41,95	45,54	41,44	46,84	45,89	46,21
TiO_2	1,04	0,83	0,82	1,38	1,03	0,87
CaO	0,07	0,18	0,28	0,49	0,44	0,92

Le tableau 30 donne pour les concrétions des principales catégories de sols, les médianes des pourcentages des constituants majeurs. Ces valeurs ont été calculées à partir de l'ensemble des résultats

obtenus dans toutes les toposéquences étudiées. Des différences assez marquées apparaissent entre certains grands groupes pédologiques mais ne sont confirmées qu'en partie par le test K-S :

— *pour la silice,*

- entre les sols ferrallitiques et tous les autres sols, sauf ceux du faciès mince des sols ferrugineux hydromrophes,
- entre les sols régoliques d'une part, les sols ferrallitiques, les sols ferrugineux profonds drainés et les sols ferrugineux hydromorphes minces, d'autre part;

— *pour l'alumine,*

- entre les sols régoliques d'une part, les sols ferrugineux drainés profonds, les sols ferrugineux drainés ou hydromorphes minces, d'autre part.

Toutefois, aucune catégorie de sols ne se distingue de toutes les autres pour l'ensemble des constituants des concrétions. Enfin, *pour le fer et le quartz, qui sont les plus abondants, aucun écart significatif n'apparaît par cette démarche statistique.*

Ces résultats indiquent que les phénomènes de concentration puis d'induration ferrugineuses tendent, d'une façon générale, vers une composition chimique « standard », malgré les diférences observées entre les ensembles de sols, à l'échelle de la toposéquence. Les deux caractères principaux de la différenciation chimique des concrétions par rapport à la matrice sont donc un très fort enrichissement en fer et une perte de silice. Cette perte de silice s'effectue aux dépens des silicates mais il est vraisemblable qu'elle affecte aussi le quartz. Le rapport Fe_2O_3/Quartz peut être multiplié par 20 dans certains sols, si l'on compare les concrétions à la fraction fine, inférieure à 2 mm. Ces résultats s'accordent avec ceux de Moss (1965) en Nouvelle-Zélande et avec ceux de SOKOLEVA et POLTEVA (1968) en Union Soviétique.

Cette convergence vers une composition chimique « standard » pourrait donner à penser que les concrétions sont étrangères à l'évolution des sols actuels. Et cette vue semble confirmée si l'on compare l'ensemble de la concentration ferrugineuse grossière, localisée presque toujours dans les horizons remaniés, au matériau originel en place sous-jacent. Les valeurs du coefficient de corrélation de rangs, voisines de 0 * indiquent, en effet, une discordance semblable à celle qui fut notée dans la comparaison (concrétions-fraction fine) des horizons Bfe. Mais si l'on s'adresse aux horizons en place, dans lesquels on peut suivre bien souvent le développement des éléments ferrugineux grossiers, les valeurs du coefficient de corrélation entre concrétions et matrice, sont également très inférieures au seuil de concordance. Les concrétions se distinguent donc aussi très fortement de leur matrice dans le niveau en place.

Par ailleurs, entre les deux parties du profil, remaniée et en place, la composition des concrétions entretient une étroite parenté. Toujours par le test de corrélation de rangs, les valeurs des coefficients sont très significatives : + 0,707 pour le fer, + 0,590 pour le titane, + 0,481 pour le rapport Quartz/Fer, etc., ceci pour un effectif de 43 profils.

Cet ensemble de résultats montre, que si la concentration du fer aboutit à des concrétions très dissemblables de leur matrice, par leur morphologie, elle aboutit aussi à une composition chimique systématique et propre. De plus, la parenté entre concrétions issues de l'horizon en place et celles des horizons remaniés, témoigne d'une certaine inertie tant physique que chimique. Et cette originalité ne fait que se renforcer de la base vers le sommet des profils, pendant que la fraction fine, elle-même change. Enfin et surtout, on peut conclure de cette parenté, que les concrétions sont formées dans les profils qui les contiennent actuellement.

Il reste que leur fer peut être originaire de matériaux situés à l'amont ou des horizons supérieurs. Cette question doit être abordée maintenant.

* Il existe donc sur ce point d'analyse statistique un désaccord avec les résultats obtenus par régression linéaire dans l'approche du problème (LEVEQUE, 1970) sur un plus petit nombre de profils.

IX L'ORIGINE DU FER DES CONCRÉTIONS

A Les données du problème

La question peut se poser de savoir, si la concentration du fer dans les concrétions s'accompagne d'un mouvement d'argile ou prend cette dernière pour support. Pour étudier ce problème, il n'est pas possible de comparer les concrétions à la fraction fine des horizons Bfe, car celle-ci a, dans la plupart des cas, évolué très profondément depuis la formation des éléments ferrugineux grossiers. On ne peut non plus, se référer aux teneurs en silice combinée, qui est le constituant majeur des argiles. Les valeurs du rapport SiO_2/Al_2O_3 ont, en effet, indiqué que la silice est éliminée en partie au cours du concrétionnement. C'est donc par référence aux teneurs d'alumine dans les concrétions et dans le matériau originel que cette question peut être abordée. Le tableau 31 permet d'effectuer cette comparaison, les rapports géochimiques étant calculés en fonction du quartz et du titane considérés comme les constituants les plus stables ou les moins sujets aux redistributions. En passant du matériau originel aux concrétions, l'alumine reste assez stable. En effet, le rapport Al_2O_3/TiO_2 est multiplié par 1,01 à 1,10 et celui de Al_2O_3/Quartz, de 0,79 à 1,59. Il n'en est pas de même du fer. Les mêmes rapports sont de 5,36 et 5,37 pour les valeurs médianes. Il est donc permis de penser que l'apport de fer ne s'effectue pas sous une forme liée aux particules argileuses, mais vraisemblablement sous un état soluble, complexé ou chélaté.

TABLEAU 31

Valeurs médianes de rapports géochimiques entre concentration ferrugineuse grossière et matériau originel.

	Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux tropicaux drainés	Sols ferrugineux tropicaux hydromorphes	Sols ferrugineux du facies mince drainés + hydrom.	Sols régoliques dans matér. montmor.
$\frac{Fe_2O_3/TiO_2 \text{ concrétions}}{Fe_2O_3/TiO_2 \text{ matér. origin.}}$	4,19	5,37	5,65	4,81	6,12
$\frac{Fe_2O_3/\text{Quartz concrétions}}{Fe_2O_3/\text{Quartz matér. origin.}}$	4,31	7,52	3,91	4,06	8,68
$\frac{Al_2O_3/TiO_2 \text{ concrétions}}{Al_2O_3/TiO_2 \text{ matér. original}}$	1,01	1,04	1,05	1,11	1,10
$\frac{Al_2O_3/\text{Quartz concrétions}}{Al_2O_3/\text{Quartz matériau origin.}}$	1,46	1,59	0,79	0,81	1,05

Si l'on considère l'hypothèse d'un transport latéral de fer, la distribution de cet élément au long de la toposéquence de Kpadégan peut refléter ce mécanisme, proposé par d'HOORE (1954) et MAIGNIEN (1958). Le tableau 32 donne pour chacun des profils analysés, la quantité, en kilogrammes, de sesquioxydes de fer concrétionné, par décimètre de surface au sol. Le concrétionnement le plus important se situe assez loin en aval (profils 2799/1, 2798 et 2797/2) dans le domaine des sols ferrugineux drainés. Le profil 2798, par exemple, présente une quantité de fer concrétionné 11 fois supérieure à celle du profil ferrallitique du sommet (2802). On peut dès lors imaginer que la percolation des eaux dans les sols ferrallitiques de l'amont est responsable de la concentration du fer vers l'aval. Le domaine hydromorphe qui couvre la base du versant ferait office de « barrage ».

Pour tenter de vérifier ce schéma, le bilan du fer à l'échelle de la toposéquence a été calculé, en prenant pour terme de comparaison, le pourcentage de cet élément dans les horizons BC, sous-jacents aux concentrations ferrugineuses. Les résultats sont assez contradictoires.

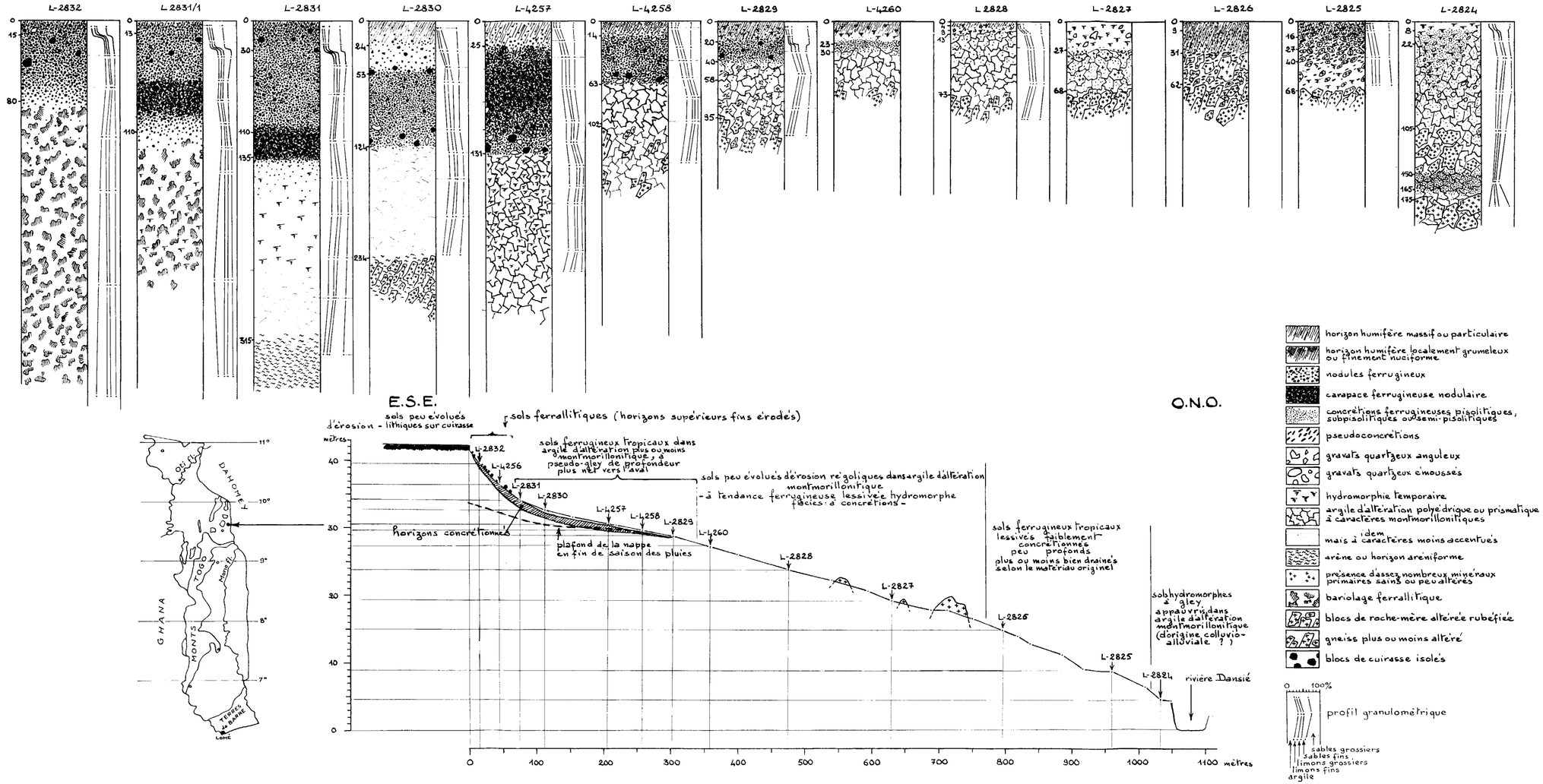


FIG. 59. — Schéma figuratif de la toposéquence de Ketao.

TABLEAU 32

Variation latérale de l'importance de la concentration ferrugineuse grossière dans la toposéquence de Kpadégan.

	Sols ferrallitiques				Sols ferrugineux drainés				Sols ferrugin. hydromorphes		Sols régoliques
Profil	2 802	2 801/1	2 801	2 800	2 799	2 799/1	2 798	2 797/2	2 797/1	2 795	2 794
Distance du sommet (en mètres)	0	140	270	330	430	510	530	680	700	775	860
Quantité de Fe_2O_3 concrétionné par profil (kg /dm^2)	0,83	2,93	1,52	2,39	5,52	7,86	9,10	7,57	4,09	0,97	0,68

— A titane supposé constant, même les profils du sommet présentent un excédent de fer.

— A quartz supposé constant, un déficit apparaît pour l'ensemble des horizons A et Bfe des sols ferrallitiques. Mais l'excédent total calculé pour les sols situés plus en aval est largement inférieur au déficit du domaine ferrallitique. Les deux quantités, calculées à partir des données de l'analyse totale, de l'épaisseur des horizons et de la représentativité longitudinale de chaque profil, présentent entre elles un rapport de 1 à 3,6.

Si l'on se réfère au quartz, il apparaît donc qu'une grande partie du fer supposé exporté des profils déficitaires, est perdue pour la toposéquence entière. Par rapport au titane, il y a au contraire, accumulation relative plus ou moins importante de fer en toutes situations topographiques. Cette contradiction peut n'être qu'apparente si l'on note que le titane se retrouve plutôt dans les fractions fines alors que le quartz, et le fer qui se concrétionne, constituent des fractions plus grossières. On peut donc penser que l'érosion superficielle, sélective, a progressivement exporté le titane à la suite des remontées biologiques d'où l'accumulation relative du fer. Il n'en reste pas moins que, dans l'un ou l'autre cas, la redistribution éventuelle du fer au long de la toposéquence apparaît comme un phénomène subordonné, par rapport à l'exportation de matériaux hors du paysage.

B Etude d'un site favorable à la circulation latérale du fer

La toposéquence de Ketao (fig. 59, h.t.) réunit, parmi celles qui furent étdiées en détail, les conditions les plus favorables à la circulation latérale du fer puis à sa concentration.

Sous une cuirasse qui surplombe un glacis en pente douce, une poche d'altérites de gneiss à pyroxènes et à amphiboles, très profondes, permet la constitution d'une nappe. Celle-ci se recharge en saison des pluies et s'étend alors latéralement pour venir baigner la base des sols ferrugineux à concrétions qui couvrent une partie du glacis. Dans les sols ferrugineux qui sont plus en aval, la remontée de la nappe s'effectue jusque dans les horizons à concrétions. Enfin, en direction de la base du versant, un ensemble de sols régoliques riches en argiles gonflantes et imperméables, fait office de « barrage » pour la nappe.

Le tableau 33 donne les quantités de fer concrétionné à l'unité de surface, dans chacun des profils étudiés, et le pourcentage de fer dans les matériaux originels sous-jacents aux horizons Bfe.

Les observations suivantes se dégagent.

— La plus forte concentration ferrugineuse se situe presqu'au sommet du glacis (profil 4256). Or il est difficile d'y voir l'action de la nappe car le plafond de celle-ci est à 4 m de profondeur sous la base des horizons Bfe au plus fort de sa remontée, en fin de saison des pluies. Notons, au passage, que l'étude des variations verticales géochimiques et morphologiques a montré que les concrétions de ce profil 4256, se sont formées en place et ne sont pas les produits de démantèlement de la cuirasse sommitale.

— En direction de l'aval, où la nappe remonte de plus en plus haut dans les profils, on peut penser que le fer, solubilisé ou complexé, précipite préférentiellement dans les horizons mieux aérés où

TABLEAU 33

Variation latérale du fer dans la toposéquence de Ketao.

Profil	2 832	4 256	2 831	2 830	4 257	4 258
Quantité de Fe_2O_3 concrétionné par profil (kg/dm^2)	2,88	4,06	3,37	3,99	3,81	3,28
Fe_2O_3 % du matériau sous-jacent aux horizons Bfe	13,09	20,15	14,20	13,44	13,33	13,88

l'évapotranspiration est forte. Les données ne traduisent aucun gradient conforme à ce schéma. En effet, les pourcentages de fer du matériau originel et les masses de sesquioxydes concrétionnés ne sont pas significativement différents d'un profil à l'autre.

Malgré la conjonction de conditions favorables, aucune accumulation latérale de fer n'apparaît donc s'effectuer.

C Influence de la situation topographique

Les profils les plus abondamment concrétionnés de la toposéquence de Kpadégan se situent loin du sommet, entre la moitié et le tiers inférieur de la pente. Cette distribution latérale de la concentration ferrugineuse grossière est assez typique de l'ensemble du socle. Elle n'est cependant pas systématique car dans 23 % des toposéquences étudiées, la concentration ferrugineuse maxima s'observe au sommet des versants. Dans la majorité de ces cas, l'absence de replat sommital ne permet pas d'envisager qu'une nappe ait pu s'installer sur l'axe de l'interfluve et entraîner une redistribution latérale du fer au sein de cette zone dominante dans le paysage. Les eaux de pluie sont, au contraire, très rapidement drainées, suivent la direction de la plus grande pente et se concentrent en nappes loin à l'aval.

TABLEAU 34

Variation latérale de l'importance de la concentration ferrugineuse grossière dans la toposéquence d'Akabassim.

	Sols ferrugineux drainés			Sols ferrugineux à hydromorphie temporaire de plus en plus nette vers l'aval					Sols ferrugin. faciès mince hydromorphes		Sols régoliques	
Profil	4 472	4 473	4 474	4 475	4 476	4 477	4 478	4 479	4 480	4 481	4 482	4 483
Distance du sommet (en mètres)	0	75	164	235	295	315	330	350	365	400	425	575
Quantité de Fe_2O_3 concrétionné par profil (kg/dm^2)	5,2	2,0	3,6	3,4	2,4	2,4	3,2	2,4	2,7	2,4	0,10	0,13

La toposéquence d'Akabassim offre (tabl. 34), avec le profil 4472, un exemple de concentration ferrugineuse préférentielle en situation dominante sans aucune possibilité d'apport de fer, autre que ce que peut fournir le matériau originel sous-jacent. Ce profil 4472, de loin le plus riche en fer, se trouve au recoupement à angle vif, des deux versants. On ne peut d'autre part, supposer que la concentration ferrugineuse grossière figure dans ce sol, une relique du démantèlement de formation indurées anciennes. Les variations, en profondeur, des pourcentages de quartz, de fer et d'alumine des concrétions et leur parallélisme avec celles que l'on note pour la matrice (fig. 60), écartent cette hypothèse.

Par ailleurs au long de cette séquence, la variation des quantités de fer concrétionné données par le tableau 34 est l'inverse de ce que l'on observe à Kpadégan. Aucune accumulation latérale sensible n'est apparente. Plus généralement, par l'étude statistique de toutes les données recueillies sur le socle, aucune liaison n'apparaît entre la quantité de fer concrétionné dans un profil et sa distance au sommet du versant. Le coefficient de corrélation de rangs a une valeur de + 0,110 (pour un effectif de 63 profils), qui est très inférieure au seuil de signification à 5 %. Il n'existe également aucune liaison avec la distance à l'axe de drainage, le coefficient de corrélation étant de + 0,010. Il y a donc indépendance entre la quantité de fer concrétionné dans un profil, par rapport à la réserve en sesquioxydes que constituent les matériaux de l'amont.

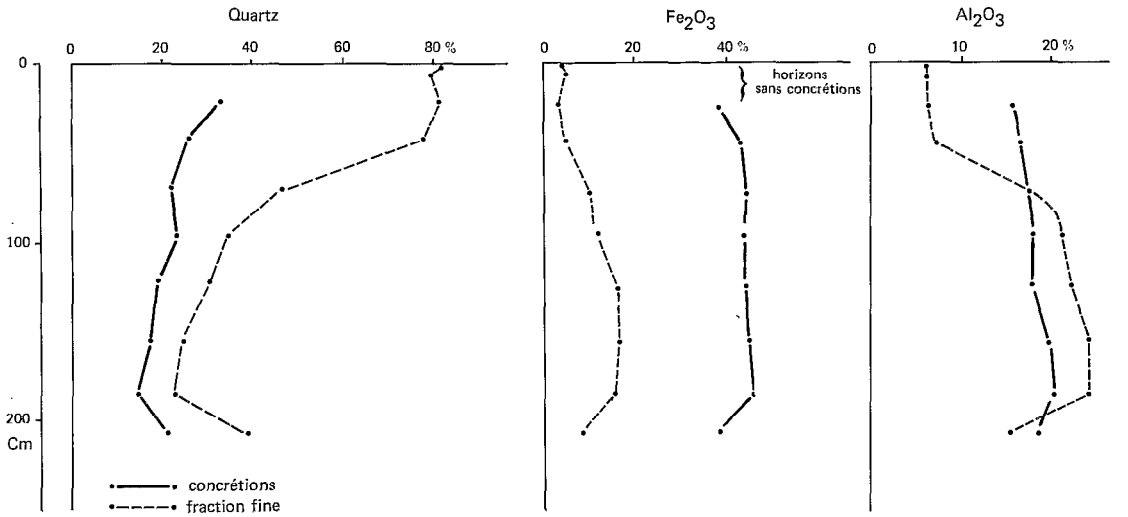


FIG. 60. — Profil 4472 : variation en profondeur, des pourcentages de quartz, Fe_2O_3 et Al_2O_3 des concrétions et de la fraction fine.

Cependant, l'étude des nappes de gravats (fig. 36) a montré que les fréquences maxima des situations relatives sur les pentes, des plus fortes concentrations ferrugineuses, s'observent entre 40 et 60 % de la distance du sommet à l'axe de drainage. Ceci semble aller à l'encontre des données statistiques précédentes. En fait, la contradiction n'est qu'apparente si l'on suppose que le concrétionnement ne dépend pas des possibilités d'apport latéral de fer, mais d'un certain équilibre entre l'engorgement par l'eau venant de l'amont et la possibilité pour l'axe de drainage, d'évacuer la nappe temporaire ainsi formée. La longueur de la section du versant rapidement et complètement engorgé serait, dans *ce paysage à pentes faibles*, proportionnelle à l'apport d'eau venant de l'amont soit par ruissellement superficiel, soit par circulation interne. Cette zone remonterait, en valeur absolue, davantage sur les longs versants si bien que, en définitive, la proportion de la toposéquence qui en est affectée resterait assez indépendante de la dimension de l'interfluve. Au passage entre les deux zones, l'une drainée ,l'autre à engorgement total pendant toute la saison des pluies, se situerait un domaine intermédiaire. Celui-ci serait affecté par la fluctuation du régime hydrique, d'où l'alternance des conditions d'oxydoréduction. Cette alternance serait favorable à la redistribution localisée des sesquioxydes de fer, à l'échelle du profil, puis de leur concrétionnement (DROSDOFF et NIKIFOROFF, 1940; BLÜMEL, 1962; MUCHENHAUSENI 1963; FENSKE, 1964; MOSS, 1965; BIDWELL *et al.*, 1968; SOKOLEVA et POLTEVA, 1968; BREWER et SLEEMAN, 1969, etc.).

Cette situation préférentielle, environ à mi-pente, des profils les plus riches en concrétions, se révèle d'autant plus indépendante du développement en longueur des versants, qu'on la retrouve aussi bien à 200 m qu'à plus de 1 000 m du sommet, d'une toposéquence à l'autre. En d'autres termes, *le développpement des concentrations ferrugineuses sur un versant résulterait plus des conditions favorables trouvées* in situ *que des fournitures de fer venant de l'amont.*

Enfin, des observations assez intéressantes peuvent être tirées des toposéquences développées à la fois sur deux glacis successifs. Le premier peut être le haut ou le moyen glacis ou un complexe haut-moyen glacis ; il est très concrétionné. Le second est le bas glacis, peu concrétionné et montmorillonitique.

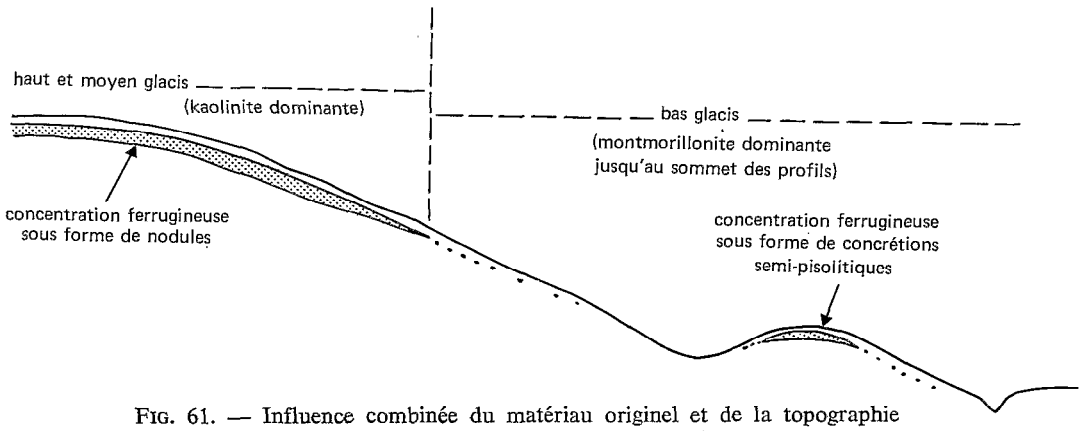


FIG. 61. — Influence combinée du matériau originel et de la topographie sur la concentration ferrugineuse grossière.

La figure 61 schématise le cas, assez fréquent, de l'individualisation d'un léger ressaut de quelques mètres, sur le bas glacis. Généralement, cette individualisation est la conséquence d'une entaille en cours et le ressaut culmine à une altitude très inférieure à celle de la limite aval de l'ensemble des glacis plus anciens. Dans ces conditions, le ressaut ne peut être considéré comme une relique et appartient entièrement au bas glacis. Et cependant, sur son sommet, se localisent des profils assez fortement concrétionnés. Ceci contraste avec l'absence de concentrations ferrugineuses dans les sols du reste du bas glacis. De plus, la morphologie des concrétions, qui sont souvent du type semi-pisolitique, est tout à fait différente de celle des nodules des glacis dominants. On ne peut donc interpréter les éléments ferrugineux grossiers du ressaut, comme le résidu d'érosion d'une même formation ayant, avant la formation du bas glacis, couvert la totalité de l'interfluve. Enfin, la configuration topographique exclut l'hypothèse d'apports latéraux de fer, sous forme de solutions ou de pseudo-solutions.

Ces conditions naturelles fournissent un exemple de concentrations ferrugineuses développées en place, à partir du seul matériau originel autochtone sous-jacent. De plus, il est utile de souligner le comportement des matériaux montmorillonitiques. Sur les pentes, la concrétionnement est très modeste, alors qu'au sommet, c'est-à-dire avec un drainage externe rapide. il se développe beaucoup plus.

D L'influence du matériau originel

L'étude morphologique des toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim a donné l'occasion d'aborder les variations de l'importance du concrétionnement en fonction du matériau originel sous-jacent en place. A Kpadégan, les profils 2802 et 2801/1, au sommet de la séquence, ont pour roches-mères respectives : un micaschiste à muscovite et un gneiss, très basique, à amphibole et biotite. A Akabassim, deux profils, 2786 et 4472, situés à 50 m l'un de l'autre sur l'axe d'interfluve se développent à partir de roches-mères semblables : gneiss à muscovite pour le premier et diorite pour le second. Dans l'une et l'autre toposéquence, le matériau originel, sous-jacent aux horizons Bfe, présente les mêmes caractères pour des roches-mères identiques. Il est, en particulier, très drainant pour les micaschistes et les gneiss à muscovite, plus ou moins confiné quand la roche-mère est riche en ferromagnésiens. Le tableau 35 présente quelques données analytiques qui permettent de chiffrer les différences entre les deux profils de chaque couple. On observe, quand on passe du matériau acide au matériau basique, riche en montmorillonite, que la masse du fer concrétionné devient beaucoup plus importante. A Kpadégan elle est multipliée par 3,5 environ et à Akabassim, par 13,7.

Ces deux exemples illustrent l'une des constantes de la pédogenèse du socle : de l'amont vers l'aval d'une toposéquence, dès que les matériaux originels à kaolinite dominante, cèdent la place à des matériaux riches en phyllites ferrifères du type montmorillonitique (TRAUTH *et al.*, 1967), le concrétionnement atteint rapidement un maximum dans les niveaux remaniés où s'individualisent les horizons Bfe. Plus en aval, l'engorgement prolongé en saison des pluies permet le maintien des montmorillonites ferrifères jusqu'au sommet des profils. La partie de la séquence de Kpadégan, située en aval des sols ferrallitiques offre d'ailleurs un autre exemple de cette liaison « concrétionnement - présence de matériaux originels à montmorillonite ».

TABLEAU 35

Le facteur [roche-mère - matériau originel] dans l'importance de la concentration ferrugineuse grossière.

Localisation	Profil	Quantité de Fe_2O_3 concrétionné par profil et par unité de surface (kg/dm^2)	Roche-mère	SiO_2/Al_2O_3 du matériau originel	Argiles du matériau originel	Fe_2O_3 % du matériau originel
Sommet de la toposéquence de Kpadegan	2 802	0,83	micaschiste feldspathique à muscovite	2,05	kaolinite traces d'illite	11,51
	2 801/1	2,93	gneiss mésocrate	2,56	kaolinite : 5 montmorillonite : 5	22,41
Sommet de la toposéquence d'Akabassim	2 786	0,38	paragneiss à moscovite	2,51	illite et kaolinite vraisemblablement	8,77
	4 472	5,19	diorite	2,98	montmorillon. : 5 kaolinite : 3 illite : 2	10,03

A mi-pente, le profil 2798 est le plus concrétionné. Situé dans le domaine des sols ferrugineux lessivés, il est le premier depuis l'amont à présenter dans le sommet de l'horizon sous-jacent à la concentration ferrugineuse, une dominance de montmorillonite, avec un rapport SiO_2/Al_2O_3 de 2,85. Ce profil présente par ailleurs, un drainage bien assuré, de la surface jusqu'au matériau montmorillonitique.

L'association de ces deux facteurs, drainage et présence d'argile ferrifère, fut étudié dans nombre de toposéquences. Dans tous les cas, la conséquence sur la concentration du fer est semblable à ce qui vient d'être noté pour Kpadégan. Ces observations rejoignent par ailleurs, les remarques effectuées antérieurement à propos des ressauts du bas glacis. Une convergence de faits montre donc que le concrétionnement, qui est la forme la plus générale des concentrations du fer sur le socle, atteint toute son importance quand interfèrent : des conditions hydriques favorables au confinement en profondeur, un bon drainage au sommet du profil et l'abondance de matériaux capables de libérer facilement du fer. Plusieurs facteurs, dont certains ne se prêtent pas à l'estimation quantitative, sont nécessaires au concrétionnement; c'est pourquoi leur interaction rend difficile de cerner l'influence de chacun d'eux.

E Les apports latéraux de fer et leurs indices morphologiques

Les apports latéraux de fer devraient s'ils existent, se traduire de deux façons : d'abord dans la morphologie des concrétions, ensuite dans les relations éventuelles des horizons Bfe avec les lieux favorables à la circulation de l'eau.

— Les mouvements latéraux de l'eau dans les profils peuvent être mis en évidence(ou *provoqués*) au moment de l'ouverture des tranchées. On constate que l'eau ne circule pas sur un front d'imbibition régulier du matériau, mais par des chenaux très irréguliers. Il est alors difficile de concevoir que les concentrations ferrugineuses ne se calquent pas sur ces chenaux. Or l'examen de la disposition des concrétions dans les profils montre qu'il n'en est pas ainsi. D'autre part, les formes des concrétions ou des nodules, à peu près toutes sphériques, ovoïdes ou polyédriques traduisent plutôt un apport de fer égal dans toutes les directions. Les circulations hypodermiques, c'est-à-dire intérieures aux profils de l'amont vers l'aval, ne se reflètent donc pas dans la morphologie des concentrations ferrugineuses grossières. Ceci permet de penser que ces circulations transportent de l'eau peu ou pas chargée en fer ou, pour le moins, qu'elles ne donnent pas lieu à une accumulation sensible. Cette supposition s'accorde avec ce qui a déjà été noté : l'indépendance des quantités de fer concrétonné ivs-à-vis des réserves de l'amont en sesquioxydes. Il est donc plus vraisemblable que la redistribution du fer s'effectue, mais localemnet à l'échelle de l'horizon ou du profil, lorsque le matériau est totalement engorgé et parvient à des conditions hydromorphes.

— L'apport latéral de fer pourrait se trahir par une deuxième voie. En effet, les nappes de gravats quartzeux sont souvent riches en cailloux et peuvent servir de drain aux eaux ferrugineuses. Force est de constater qu'en aucun point des versants ,les gravats ne présentent d'enduit ferrugineux qui vienne étayer cette possibilité.

Les indices morphologiques d'accumulation oblique du fer manquent donc. Ajoutons que dans les sols ferrallitiques très bien drainés du sommet de certaines toposéquences, les concrétions existent, sans aucune possibilité de faire appel à la venue de fer par circulation hypodermique. C'est pourquoi il est nécessaire d'envisager la formation des concrétions comme un mécanisme de diffusion et de concentration locales.

X CONCLUSION

Les concrétions n'ont pu se former *très généralement*, qu'au sein des profils où nous les observons. Leurs caractères morphologiques varient d'un horizon ou d'un profil à l'autre. De même, leur composition chimique obétit à des gradients reconnaissables dans les deux directions verticale et horizontale. Tout ceci est incompatible avec l'hypothèse d'un apport extérieur de concrétions déjà formées. Ajoutons le fait que les quelques concrétions des niveaux rigoureusement en place entretiennent avec celles des niveaux remaniés, qui sont les plus nombreuses, une étroite parenté chimique. On peut donc retenir que les concrétions ont une origine autochtone.

Le démantèlement d'anciennes formations indurées avec épandage de « gravillons » ferrugineux ne correspond qu'au cas très particulier des pentes rapides, au flanc des buttes témoins cuirassées du Nord du pays. Encore faut-il souligner que les concrétions des sols des glacis qui rayonnent de ces buttes n'ont guère de parenté avec les débris répandus sur les talus que couronne la cuirasse. En fait on retrouve aussi nets, dans ces sols, les gradients verticaux et latéraux qui caractérisent les horizons Bfe des régions plus méridionales. L'origine *in situ* se légitime de la même façon, sans que l'on dispose d'arguments pour faire intervenir l'épandage de débris à l'entour du talus qui borde la cuirasse.

L'origine du fer lui-même peut souvent laisser planer un certain doute. En effet, les tests de corrélation de rangs n'ont pas permis de relier systématiquement le volume et la composition chimique des concentrations aux données analytiques fournies par les matériaux fins des horizons Bfe ou des horizons sous-jacents. Mais il faut reconnaître qu'il en est de même pour les concrétions du niveau III, concrétions qui sont indiscutablement en place et formées par des redistributions très localisées de sesquioxydes de fer.

Ceci souligne que la concentration du fer est un phénomène qui, très rapidement, différencie beaucoup les concrétions de la matrice où elles ont pris naissance. Chaque type de sols tend à donner des concrétions caractéristiques, mais au delà de cette variété morphologique, on se trouve devant une tendance à l'uniformité géochimique. Cette évolution consiste en un très grand enrichissement en fer, en une hydrolyse des silicates, en un maintien d'une partie de la seule kaolinite, à côté de quartz et de silicates résiduels les moins altérables. Et l'ensemble donne une gamme assez étroite de compositions chimiques et minéralogiques, qui est caractéristique des concrétions.

Après leur genèse, ces éléments indurés présentent une inertie qui contraste avec les possibilités d'évolution de la fraction fine dans laquelle ils apparaissent. L'individualité des concrétions se renforce à mesure que la pédogenèse modifie la fraction fine, en particulier dans les horizons superficiels les plus évolués.

Les essais de bilan isoquartz ou isotitane, dont un exemple a été évoqué pour la séquence de Kpadégan, se soldent souvent par un large excédent de fer pour l'ensemble des horizons A et Bfe par rapport au matériau originel sous-jacent. Mais on ne peut conclure que cet excédent traduit un apport latéral. Les calculs sont, en effet, gravement faussés par l'érosion superficielle des particules fines, celles-ci étant constituées pour une part importante des minéraux sur lesquels est fondée l'approche des bilans. Cette érosion est alimentée par les remontées de la faune, comme l'indique la granulométrie, tandis que les particules les plus grossières y échappent, et, en particulier, les concrétions. On ne peut donc déduire qu'un excédent de

fer, calculé par la méthode des bilans est la conséquence d'un apport allochtone. Même si dans la majorité des toposéquences, les plus forts concrétionnements se trouvent assez loin sur l'aval des pentes, on a pu noter que ces accumulations sont indépendantes des réserves en fer des matériaux situés en amont. Nombre de toposéquences ont même montré de très fortes concentrations ferrugineuses en situation topographique isolée et dominante, sans possibilité d'apport latéral.

Enfin des coïncidences permettent de saisir les conditions favorables au concrétionnement. Un premier facteur est celui de la nature des argiles. En effet, dans le domaine ferrallitique des liaisons très stables entre la kaolinite et les sesquioxydes de fer s'établissent et le concrétionnement y est le moins développé. Au contraire, quand le matériau originel est riche en montmorillonite ferrifère, il suffit d'une faible modification de situation topographique, c'est-à-dire des conditions hydriques, pour que ces phyllites libèrent leur fer et alimentent les concrétions. Cette situation se réalise à l'aval des formations ferrallitiques, où commencent l'hydromorphie saisonnière et se maintiennent des matériaux originels riches en montmorillonite. Dans cette zone règnent des conditions qui oscillent entre l'engorgement et la dessiccation - concentration. Il y a coïncidence entre la présence d'un matériau montmorillonitique riche en fer et les conditions d'altération de ce minéral. Et c'est dans cette situation intermédiaire sur les versants que se développe le maximum de concrétionnement. Plus bas sur les versants interviennent à la fois un engorgement plus prolongé et des matériaux beaucoup moins intensément altérés; le développement des concrétions ferrugineuses est à nouveau freiné.

En définitive, cette étude montre que l'apport latéral ne permet pas d'expliquer les concentrations ferrugineuses du paysage togolais. Il n'existe aucune preuve de son intervention. Au contraire, les liaisons entre l'intensité du concrétionnement et les facteurs strictement locaux abondent.

CHAPITRE XIV

La fraction granulométrique argileuse

Il est d'usage de désigner sous le nom de fraction argileuse, la fraction granulométrique inférieure à 2 microns. Sans doute, les minéraux argileux y tiennent-ils la part prépondérante, mais on sait que peuvent s'y trouver, des oxydes, des carbonates, de fines particules de quartz, etc. C'est sous cette acception que le terme d'argile sera employé dans ce qui suit.

I LA DISTRIBUTION DE L'ARGILE A L'ÉCHELLE DU PROFIL

A Généralités

La figure 62 donne les variations des teneurs en argile en fonction de la profondeur dans chacun des profils des deux toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim. Tous les graphiques traduisent d'importantes différences dans la répartition verticale de l'argile et font apparaître à une profondeur moyenne de 1,20 m, un pourcentage maximum. Celui-ci varie d'un profil à l'autre. Il peut atteindre et même dépasser 60 %. Les variations au-dessus et au-dessous de ce point se rapportent au schéma suivant : abaissement très accusé dans les horizons superficiels (jusqu'à 10 %) ainsi que dans les horizons de la base des profils mais selon un gradient moins rapide. La représentation graphique fait apparaître ce qu'il est convenu d'appeler un « ventre argileux ».

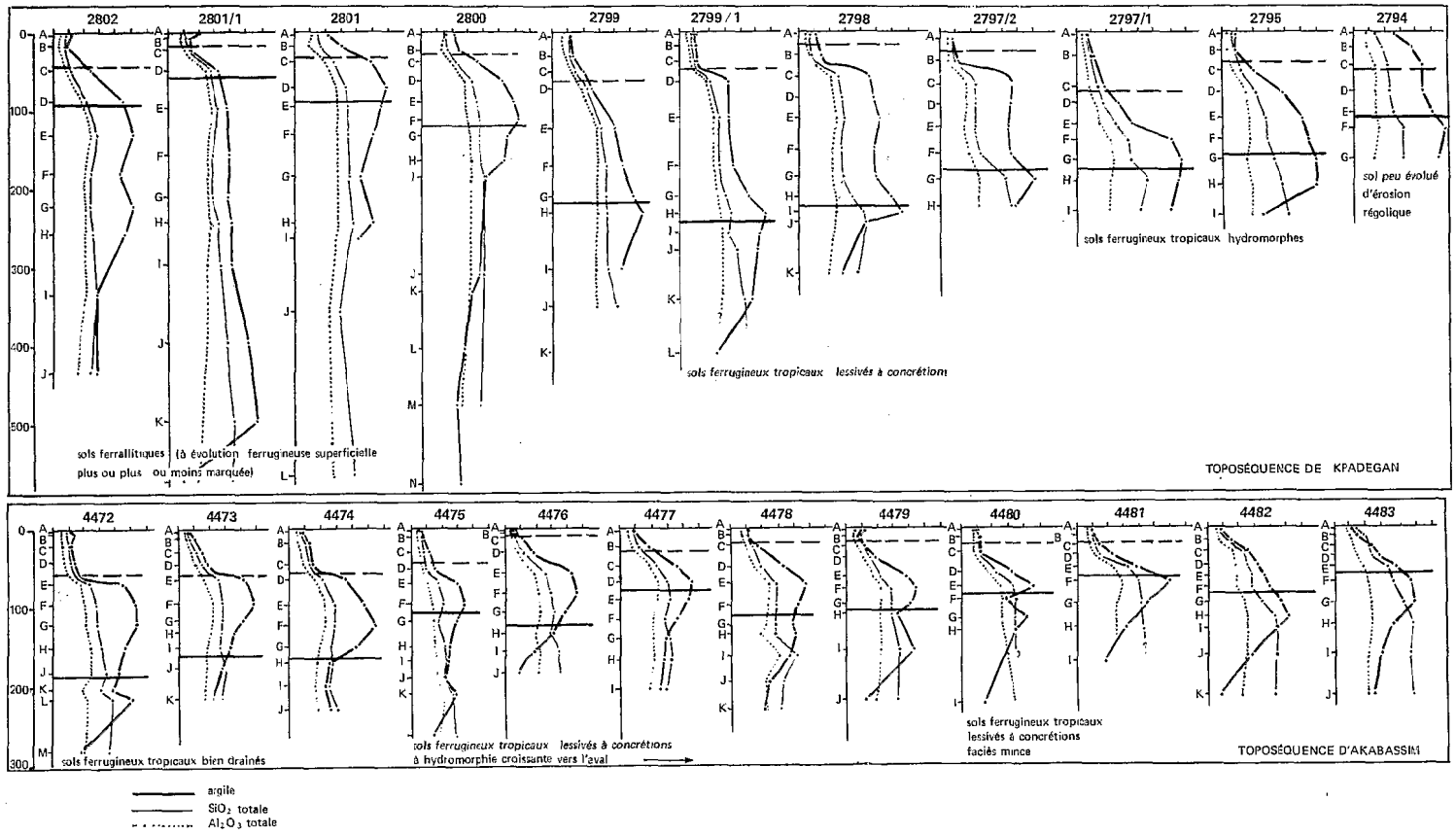


FIG. 62. — Variation verticale de l'argile, de la silice et de l'alumine dans les toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim.

Au delà de ce schéma, la répartition de l'argile présente des modalités diverses d'un profil à l'autre, selon la rapidité et le sens des changements de teneur en cette fraction fine. Ainsi dans les profils 4472 à 4474, étudiés dans les sols ferrugineux bien drainés, une augmentation très rapide des teneurs s'observe vers 0,5 m. Dans d'autres, au contraire, la variation est beaucoup plus progressive, comme dans les profils 4481 (sol ferrugineux mince hydromorphe) et 4482 (sol régolique). Certains présentent deux maxima (2802, 4472, par exemple). Enfin, quelques profils se singularisent par un léger accroissement dans les premiers centimètres superficiels (profils 2802, 2801/1).

Tous ces traits se combinent de manière à présenter des courbes de pourcentages, que l'on peut grouper en familles. Ils méritent d'être expliqués avant que l'on tente de saisir les grandes lignes de la répartition de l'argile dans les profils.

B Le « ventre argileux »

1 RAPPEL BIBLIOGRAPHIQUE

L'abondante littérature consacrée à la répartition verticale de l'argile révèle combien l'interprétation peut être différente selon les sols étudiés et parfois selon les auteurs. L'individualisation du ventre argileux peut être principalement ou uniquement due aux pertes subies par les horizons superficiels mais sans accumulation sensible dans les horizons sous-jacents. Le matériau fin du ventre argileux apparaît dans ces conditions, résulter de l'argilisation *in situ*, stade le plus évolué de l'altération des minéraux fournis par la roche-mère. Cette conception est impliquée ou explicitée dans l'étude de nombreux grands groupes de sols effectuée par divers auteurs (BARSHAD, 1957; BOULET, 1974; BREWER, 1968; BROWN et DROSDOFF, 1940; GORBUNOV, 1961; LAMOUROUX, 1971; OERTEL, 1968; PERRAUD, 1971; RODE, 1964; RUELLAN, 1970; SIMONSON, 1949; SMITH et BUOL, 1968; etc.). Tout aussi nombreuses sont les études qui expliquent les variations verticales du pourcentage d'argile par l'accumulation (illuviation) de particules lessivées des horizons supérieurs. Ce phénomène est retenu en particulier, à la suite de G. AUBERT (1954), dans divers travaux de pédologues de l'O.R.S.T.O.M. à propos des sols ferrugineux d'Afrique. Envisagée depuis fort longtemps, l'illuviation fut confirmée par des études microscopiques sur l'orientation optique des dépôts argileux à l'intérieur des sols (FREI et CLINE, 1949; CADY, 1950; MAC CALEB, 1953, etc.).

Cependant l'orientation des phyllites est loin de recevoir universellement la même explication. BREWER (1956, 1960, 1964, etc.) interprète les revêtements argileux orientés (argilanes) comme la conséquence possible de plusieurs phénomènes : illuviation, diffusion de particules, localisées au même horizon, quence possible de plusieurs phénomènes : illuviation, diffusion de particules, localisée au même horizon, accorde à l'illuviation, l'importance primordiale mais pense également (1956) que l'alternance d'humidification et de dessiccation peut conduire à une orientation des phyllites. C'est aussi la conclusion de BOULET (1972) pour certains sols de Haute-Volta.

Il ressort des multiples études que les plus nettes présomptions d'illuviation se rapportent aux argilanes à forte anisotropie associés à des canalicules et développés en discontinuité avec le fond matriciel. Mais BREWER et SLEEMAN (1969), même dans ce cas, envisagent la possibilté de cristallisation de solutions. Le caractère indiscutablement illuvial de certains argilanes ne résoud pas cependant le problème de l'origine des particules. Entre autres, FÖLSTER (1964), STOOPS (1968), BOULET (1972), font remarquer que les mouvements peuvent s'effectuer sur de faibles distances. D'autre part, BREWER et HALDANE (1957), DUKERMANN *et al.* (1957) démontrent par voie expérimentale que des revêtements peuvent résulter de mouvements ascendants. Enfin le problème se complique par le fait que les argilanes peuvent disparaître au cours de stades ultérieurs de l'évolution des profils. NETTLETON *et al.* (1969) ont, en effet, démontré que les contraintes exercées dans les sols à la suite de gonflements et de retraits, entraînent cette disparition. MAIGNIEN (1964) envisage, par ailleurs, que la pectisation par les hydroxydes de fer puisse bouleverser l'orientation des argiles.

L'interprétation des ventres argileux peut donc se fonder sur plusieurs hypothèses souvent contradictoires. Ceci doit inciter à la prudence et, surtout, prévenir d'une systématisation trop rapide.

L'illuviation est parfois prépondérante dans le développement d'horizon B texturaux comme l'a montré BURNHAM (1964) pour des sols de Grande-Bretagne. Mais BREWER (1968) souligne que la contribution de ce phénomène à l'individualisation des horizons B est souvent subordonnée. Cet auteur note que la

proportion d'argile illuviée, dans une gamme diversifiée de sols australiens, représente au maximum 31 % et, dans la majorité des cas, seulement 6 à 12 % de l'argile totale des horizons B.

2 LES DONNÉES

a *Etude microscopique*

Les lames minces montrent des différences fondamentales dans les caractères du ventre argileux, selon sa situation dans le profil et selon le type de sol.

— Au sujet de la situation dans le profil, il apparaît que *les redistributions d'argile s'effectuent presqu'exclusivement dans les horizons remaniés et même dans le seul niveau II grossier.* En dessous de celui-ci, les argilanes ne s'observent que d'une manière épisodique, seulement dans les sols ferrallitiques. Leur présence dans le niveau III, en place, de ces sols correspond soit à un enracinement profond (profil 2800, par exemple), soit au développement notable du concrétionnement (profil 2801/1). Cette localisation concorde avec ce que BEAUDOU (1972) constate en République Centrafricaine dans des sols semblables. Cet auteur remarque que l'illuviation de l'argile est en relation directe, d'une part avec l'abondance des nodules ferrugineux et, d'autre part, dans les horizons d'altération, plus profonds, avec l'apparition de galeries qui résultent de l'activité biologique. Il semble donc que le déplacement de l'argile nécessite une forte perméabilité.

— Au sujet du type de sol, on doit noter que les revêtements *n'apparaissent de façon sensible que dans les sols à kaolinite dominante.* De l'amont vers l'aval de la toposéquence de Kpadégan, par exemple, les revêtements orientés, encore visibles dans le profil 2797/2, disparaissent presque totalement, 20 m plus loin, dans le profil 2797/1. Or nous passons du domaine drainé à kaolinite dominante dans les horizons remaniés, à celui des sols ferrugineux hydromorphes dans lesquels cette phyllite est partout subordonnée à des argiles à réseau 2/1 : interstratifiés I — (10 — 14 M) et (10 — 14 M) — M. Dans ces derniers sols, les lames minces montrent, sur toute l'épaisseur du profil, un plasma essentiellement asépique à extinction en fines mouchetures, en lumière polarisée. Sur les parois de fins canalicules dans les horizons remaniés, de très minces revêtements d'argile jaune clair sont observés, mais ils sont rares et leur orientation est peu marquée. Le développement progressif de ce plasma s'effectue à mesure de la disparition des minéraux altérables, que l'on peut suivre dans les fractions sableuses à partir de la base des profils : les biotites disparaissent d'abord, puis la hornblende, les plagioglases et, enfin, les feldspaths potassiques. Ce développement se réalise, d'autre part, entièrement ou presque, dans le niveau non remanié : il s'agit alors de ce que BOULET (1972) décrit sous le terme d'*altéroplasmation,* c'est-à-dire le développement sur place de la fraction argileuse, aux dépens des minéraux altérables. Il faut noter que dans la partie non remaniée des sols ferrugineux drainés on retrouve un matériau très semblable et dont on peut suivre également les différents stades de développement à partir de la base des profils. D'autre part, pour revenir aux sols de l'aval, le matériau de la partie remaniée, présente des propriétés optiques très semblables à celle que l'on note dans le niveau III et ceci malgré le développement de la structure et du brassage biologique. On peut donc l'assimiler au matériau d'altéroplasmation.

La toposéquence d'Akabassim offre le même schéma de différenciation plasmique. Dans un domaine amont, les sols, drainés ou peu hydromorphes, (4472 à 4480), sont affectés dans leur niveau II, de traces certaines d'illuviation, tandis que le domaine aval est dépourvu d'argilanes. La limite est également marquée par une différenciation minéralogique des phyllites : *kaolinite et illite dominantes* dans le premier ensemble de sols, importance de plus en plus nette, vers l'aval, des interstratifiés puis de la montmorillonite. Il faut remarquer que les argilanes disparaissent dès le profil 4481 dont la fraction fine des horizons remaniés renferme moins de 40 % d'interstratifiés et pas de montmorillonite. D'autre part, dans le domaine amont, les revêtements sont beaucoup moins nets et moins abondants que dans les sols ferrallitiques et dans les sols ferrugineux drainés de Kpadégan. Cette différence peut s'expliquer par deux facteurs dont le premier est sans doute subordonné au second : le stade atteint par l'évolution géochimique et le temps.

En effet, à Kpadégan, le domaine amont, où s'observent les revêtements argileux, est caractérisé par des sols minéralogiquement très évolués. La kaolinite est pratiquement la seule phyllite, avec des taux toujours supérieurs à 80 % dans les horizons remaniés.

Dans la séquence d'Akabassim et toujours dans les horizons remaniés des sols de l'amont, la kaolinite ne représente jamais plus de 60 % et est associée à de l'illite en quantité notable ainsi que, dans

une moindre mesure, à des interstratifiés et à des minéraux primaires altérables. En outre, on doit remarquer que le versant a été façonné plus récemment. On peut donc supposer que la redistribution verticale de l'argile n'a pu prendre qu'une importance limitée entre le stade où l'altéroplasmation a libéré suffisamment d'argile et l'époque actuelle. Ceci rejoint les constatations de plusieurs auteurs. FÖLSTER *et al.* (1967) notent que l'illuviation de l'argile affecte principalement les sols les plus vieux. STOOPS, (1968) ne l'observe, au Congo-Kinshasa, que dans les matériaux moyennement altérés des ferrisols et dans les horizons profonds des ferralsols mais non dans les matériaux plus jeunes.

En tout état de cause, dans les sols étudiés, le phénomène d'illuviation, dans la mesure où les cutanes d'argile orientée en sont les conséquences, ne semble guère prendre d'importance dans le développement des ventres argileux. Les estimations effectuées sur les lames, de la proportion du matériau fin total, représentée par les argilanes, donnent dans les cas d'illuviation les plus manifestes, des pourcentages inférieurs à 20. En général, ils se situent nettement en dessous de 15. On peut supposer que les argilanes sont rares du fait qu'ils ont disparu en grande partie par incorporation de leurs matériaux au reste du plasma. Cette disparition résulterait de causes diverses (NETTLETON *et al.*, 1969) et en particulier pour les sols à smectites de la partie aval des séquences, des contraintes développées par le gonflement et la rétractation des argiles. Mais aucun élément d'observation ne confirme cette vue. En effet, et ceci est très net dans ces derniers sols, les débris d'argilanes (papules) sont absents ou très rares. D'autre part, en lumière polarisée, aucune figure d'orientation d'ensemble du plasma ne témoigne que celui-ci a subi une réorganisation sensible.

b *Etude analytique*

Les courbes de variation des teneurs en argile de la figure 62 sont accompagnées, pour chaque profil, des courbes de teneurs totales en alumine et en silice combinée ou amorphe, c'est-à-dire des principaux constituants effectifs ou potentiels des argiles. Ces teneurs ont été obtenues après attaque triacide et attaque fluorhydrique. Dans la plupart des cas, la variation en profondeur des pourcentages de ces constituants est loin de suivre celle de la fraction argileuse. En gros, on observe un net parallélisme de la surface jusqu'au niveau du pourcentage maximum d'argile. Plus profondément, une divergence apparaît puis s'accentue progressivement. Alors que les taux d'argile diminuent très fortement jusqu'à la roche-mère, ceux de la silice et de l'alumine croissent fréquemment, restent constants ou présentent une décroissance nettement moins prononcée. Dans la plupart des sols les pourcentages de silice et d'alumine croissent *régulièrement*, très en dessous du niveau du maximum d'argile, et dans certains profils (2797/2, 4483, par exemple) même jusqu'à la roche-mère. Le « ventre argileux » ne correspond donc pas à un accroissement localisé systématique, des teneurs en constituants majeurs des phyllites.

Des calculs ont tenté de préciser cette différence de comportement. Le tableau 36 groupe plusieurs données, relatives aux toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim : les teneurs maxima en argile, les rapports de la silice non quartzeuse et de l'alumine totales (attaques triacide et fluorhydrique) au quartz supposé constant, au niveau où la teneur en argile est maxima et les mêmes rapports dans le niveau, plus profond, où la teneur en argile est égale à la moitié du maximum. Il s'est avéré, en effet, que ce niveau plus profond est, dans tous les cas, dépourvu d'argilanes et correspond à la zone d'altéroplasmation. Le tableau 36 donne, en outre, le quotient des deux valeurs obtenues dans chaque profil respectivement pour les rapports SiO_2/quartz et Al_2O_3/quartz. Un quotient supérieur à 1 signifie que le niveau du maximum d'argile a effectivement une teneur plus élevée que dans le niveau d'altéroplasmation pour le constituant des phyllites intéressé. Il en est inversement pour un quotient inférieur à 1.

De l'examen de ces rapports, on peut tirer les remarques suivantes :

Quand la teneur en argile double, en partant de l'horizon d'altéroplasmation, pour atteindre sa valeur maxima vers le haut du profil, les teneurs en silice combinée et en alumine présentent, dans l'ensemble, des variations beaucoup plus faibles.. Les valeurs du quotient des deux rapports SiO_2/quartz sont comprises entre 0,46 et 1,68 avec une médiane de 0,84. Pour l'alumine, ces valeurs sont de 0,50 et de 1,88 pour les extrêmes et de 1,01 pour la médiane. Les valeurs un peu plus élevées que l'on note pour l'alumine peuvent s'expliquer par le fait que celle-ci subit une accumulation relative à la silice qui est plus facilement lixiviée.

— Si l'on compare les profils qui présentent des argilanes dans leurs horizons B à ceux qui en sont dépouvus, on peut certes, noter que tant pour les valeurs extrêmes que pour les médianes, la silice et l'alumine présentent des quotients un peu supérieurs. Pour le premier de ces constituants, la médiane est de 0,97 pour les profils avec argilanes et de 0,79 pour les seconds; pour l'alumine, les médianes sont respectivement de 1,08 et de 0,94. Cependant, les comparaisons statistiques (test K-S) montrent que du premier

TABLEAU 36

Silice et Alumine totales au maximum d'argile
et au point, plus profond, où le pourcentage d'argile = maximum : 2
et rapport entre les valeurs respectives.

Profil	Argile* maxim. %	Constituants totaux/Quartz				Rapport entre les deux valeurs de SiO_2/Qu. et Al_2O_3/Qu.		Présence d'argilanes au maximum d'argile
		Au niveau du % d'argile maximum		Au niveau ou argile % = maximum : 2				
		SiO_2/Quartz	Al_2O_3/Quartz	SiO_2/Quartz	Al_2O_3/Quartz	SiO_2/Qu	Al_2O_3/Qu	
2 802	51,3	0,78	0,69	0,74	0,59	1,05	1,17	+
2 801/1	56,6	4,34	2,23	2,58	1,29	1,68	1,73	+
2 800	61,9	3,44	2,71	3,54	2,77	0,97	0,98	+
2 798	65,8	2,38	1,42	1,51	0,80	1,58	1,77	–
2 795	60,0	0,88	0,43	1,92	0,86	0,46	0,50	–
4 472	53,2	0,83	0,61	1,51	0,85	0,55	0,72	+
4 473	47,0	0,99	0,78	0,71	0,41	1,39	1,88	+
4 474	53,6	1,00	0,78	0,68	0,44	1,47	1,77	+
4 475	33,6	0,38	0,27	0,78	0,51	0,49	0,54	+
4 476	46,0	0,82	0,61	1,11	0,74	0,74	0,81	+
4 477	44,8	1,03	0,82	0,77	0,49	1,35	1,66	+
4 478	47,1	0,97	0,80	1,14	0,76	0,85	1,05	+
4 479	43,8	0,91	0,72	1,15	0,66	0,79	1,08	+
4 481	59,7	3,09	2,18	3,93	2,31	0,79	0,94	–
4 482	51,3	3,29	1,93	3,93	2,11	0,84	0,92	–
4 483	51,6	4,28	2,29	5,66	2,37	0,76	0,97	–

* en pourcentage de la matière minérale.

au second ensemble de sols, les différences sont nettement inférieures au seuil critique de signification (au risque de 5 %). Ce dernier point a été confirmé sur un échantillonnage plus vaste (comprenant 36 profils) appartenant à plusieurs autres toposéquences.

Ces résultats n'ont qu'une valeur indicative car le quartz peut varier. Ils n'en permettent pas moins de penser que dans la majorité des cas, la présence d'argilanes dans les « ventres » ne peut être interprétée systématiquement comme un apport de matière étrangère à cet horizon. La plupart de ces traits pédologiques peuvent vraisemblablement n'être que le résultat d'une redistribution à très faible distance au sein du même horizon.

L'identité de la dispersion des valeurs des quotients calculés pour les deux ensembles de profils (avec ou sans argilanes) alors que les médianes sont voisines de 1, laisse penser que l'altéroplasmation est le facteur principal du développement des ventres argileux, les variations quantitatives en plus ou en moins provenant de l'hétérogénéité des roches-mères dans la direction verticale.

Dans les zones d'altéroplasmation, situées sous le niveau II remanié, les pourcentages de silice et d'alumine décroissent fortement à la base de certains profils (2798, par exemple). Il faut noter à ce propos, que cette partie des profils est souvent moins engorgée ou moins humide que les horizons qui présentent les pourcentages maxima d'argile. Ces derniers, en particulier dans les sols ferrugineux au profil très différencié, sont généralement peu perméables et, en saison des pluies, une nappe perchée

s'installe à leur sommet. Dans les sols ferrallitiques, la descente du front d'humectation serait, pendant la saison des pluies, limitée par la capacité de rétention des matériaux. Dans la plupart des sols, les quantités d'eau qui peuvent percoler plus bas sont faibles en regard de celles qui transitent ou sont retenues plus ou moins longtemps dans les horizons supérieurs. Ceci est indiqué par l'étude des bilans hydriques (CHARREAU, 1961; AUDRY, 1967; BIROT et GALABERT, 1970) réalisée dans plusieurs pays d'Afrique. On peut alors concevoir que la capacité de drainage des arênes est suffisante pour évacuer les infiltrations soit latéralement, soit verticalement dans le réseau de diaclases et de fissures de la roche-mère. Le contact de l'eau avec les minéraux serait alors fugace. Si l'altération des minéraux primaires s'effectue difficilement dans ces conditions, du moins, les faibles quantités de constituants libérés tendraient à être exportées sans pouvoir participer aux synthèses argileuses qui nécessitent une certaine permanence des solutions ou de suspensions.

Au cours de l'évolution d'un profil, la différenciation de l'horizon le plus argileux et son imperméabilité ou sa capacité de rétention s'accentuent généralement. Il peut en résulter que la capacité de drainage des arênes assure de plus en plus rapidement l'évacuation des petites quantités de produits d'altération au fur et à mesure que le volume d'eau qui percole se réduit. D'où le renforcement d'un certain déficit en constituants des minéraux altérables, par rapport aux horizons sus-jacents plus argileux et plus confinés. En d'autres termes, la différenciation du profil se renforce d'elle-même et l'apparence « accumulative », illuviale, des horizons les plus argileux s'accentue.

c *Les données de la détermination de la densité apparente*

L'illuviation entraînant un abaissement de la porosité, il apparaît utile de nous reporter aux mesures de la densité apparente. Les résultats obtenus montrent un certain parallélisme avec les pourcentages d'argile dans seulement 10 % des profils, et ceci indépendamment de la présence et de la fréquence des revêtements argileux. En outre, dans 16 % des cas, le maximum d'argile correspond, tout au contraire, à la plus faible valeur enregistrée pour la densité apparente.

L'impossibilité de retirer quelque élément utile de cette démarche provient vraisemblablement des remaniements biologiques. Les prélèvements en profondeur, de matériaux fins, par la faune, bouleversant le schéma d'une éventuelle iolluviation. On peut aussi penser que l'illuviation s'est effectuée d'une manière préférentielle dans les zones les plus poreuses.

d *Les profils à deux ventres argileux*

Certains profils présentent deux « ventres argileux ». Le maximum inférieur se situe toujours dans la zone d'altéroplasmation. Pour l'ensemble des sols étudiés, 26 % des profils sont affectés par ce double maximum, et ceci aussi bien pour les sols ferrallitiques que pour les sols ferrugineux. Les sols à montmorillonite ou à minéraux interstratifiés, comme les vertisols et les sols régoliques, ne présentent généralement pas cette particularité.

Près du tiers des profils intéressés, c'est-à-dire 8 à 9 % du total des sols étudiés, présentent les deux maxima au sein des horizons profonds où l'argilification *in situ* est seule responsable de la fraction inférieure à deux microns. Ces cas correspondent très probablement à des hétérogénéités lithologiques. Dans les autres profils, le maximum argileux supérieur se situe dans les horizons remaniés du niveau II où se localisent les cutanes. A la suite des travaux de CHAUVEL (1972), il est plausible de voir dans le «ventre supérieur » de la courbe des pourcentages d'argile, une illuviation plus nette, mieux individualisée, que dans les profils qui ne présentent qu'un seul maximum. Les lames minces n'ont, toutefois, pas permis d'y observer des revêtements plus fréquents que dans le reste du niveau II. Les courbes des pourcentages de silice et d'alumine totales confirment le caractère illuvial dans un tiers des cas, à peine. Les profils 2801, 4479, 4480 (fig. 62) illustrent la discordance entre les données de l'analyse chimique totale et celles de l'analyse granulométrique. Ils font ressortir que le creux de la courbe entre les deux maxima d'argile ne correspond pas à un abaissement du taux de constituants des phyllites. Ceci semble indiquer que deux maxima peuvent s'individualiser de part et d'autre d'un niveau où l'argilification des minéraux primaires ou de leurs produits d'altération, est moins avancée. On peut aussi concevoir qu'à un certain niveau de l'horizon B, un concrétionnement plus intense a incorporé une part importante de l'argile ou de silice et d'alumine, dans des particules néoformées de la taille des sables grossiers ou fins. Il en résulte, comme dans le cas précédent, l'individualisation des deux maxima de part et d'autre de ce niveau.

Enfin, le creux intermédiaire des courbes de l'argile et de celles de la silice et de l'alumine totales se situe parfois au plancher des horizons remaniés. Cette disposition intéresse environ 20 % des profils qui

présentent deux maxima. Or, l'analyse granulométrique a montré que ce plancher se caractérise par la concentration des fractions les plus grossières, en conséquence du prélèvement des fines par les termites. Cette ségrégation mécanique est une autre cause possible du déficit qui détermine l'apparition de deux maxima dans la variation en profondeur, des taux d'argile, de silice et d'alumine.

En définitive, l'individualisation de deux pourcentages maxima d'argile dans un profil peut procéder de causes assez diverses : hétérogénéité du matériau originel, évolution pédologique (argilification, concrétionnement), prélèvement par la faune, etc.

3 CONCLUSION

La présence de revêtements argileux orientés, dans les horizons B des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux drainés, traduit certes, une redistribution. Cependant, même si l'on interprète ces traits pédologiques comme le résultat d'un apport à partir des horizons sus-jacents, ou à partir de sols situés à l'amont, cette illuviation peut, dans la majorité des cas, difficilement rendre compte d'une forte proportion de la fraction argileuse. La rareté des argilanes et le calcul des rapports de pourcentages de silice et d'alumine font penser que ce maximum argileux matérialise surtout le stade le plus avancé de l'argilification des minéraux primaires avant que l'éluviation n'abaisse le pourcentage de cette fraction fine dans les horizons sus-jacents.

Il apparaît également que la fraction argileuse à dominance d'interstratifiés ou de montmorillonite, qui caractérise de nombreux sols, procède exclusivement ou presque de l'altéroplasmation. En ce sens les « ventres argileux » ne peuvent être définis dans ces sols comme des horizons Bt illuviaux. On peut les considérer comme analogues aux horizons « cambiques » de la classification américaine, puisqu'ils sont l'aboutissement de phénomènes d'altération *.

Ce n'est, en définitive, que dans les sols drainés les plus évolués qu'une certaine redistribution d'argile s'effectuerait. Ces mouvements semblent ne prendre quelque ampleur que dans les horizons remaniés où le brassage biologique permet le développement d'une perméabilité suffisante. Si l'on se réfère à leur couleur, les dépôts d'argile ne témoignent de l'éluviation des horizons supérieurs humifères, que dans les canalicules les plus importants : galeries de termites et anciens conduits racinaires.

C Les horizons éluviés en argile

1 CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Au sommet des profils, le développement d'horizons très riches en sables quartzeux, très pauvres en argile est certainement, avec le concrétionnement, l'une des caractéristiques majeures de l'évolution des sols sur le socle togolais. Les sols à montmorillonite dominante, comme les vertisols, font exception, bien qu'ils présentent fréquemment des faciès de dégradation superficielle où l'éluviation est importante.

Le tableau 37 donne pour chacun des principaux grands groupes de sols, les valeurs médianes de quelques paramètres de la distribution de l'argile dans les profils. Parmi ces données, l'indice d'éluviation est défini comme le quotient de la teneur maximum en argile et de la teneur en argile de l'horizon de surface qui se trouve être toujours le plus pauvre. La notion d'indice de lessivage n'a pas été retenue, à cause de sa signification génétique. Elle implique, en effet, pour de nombreux auteurs, le déplacement d'argile des horizons superficiels vers des horizons plus profonds.

2 L'ARGILE DANS L'HORIZON DE SURFACE

Un ensemble de sols se distingue d'emblée des autres : celui des vertisols, et, dans une moindre mesure, les paravertisols. Les teneurs en argile, en général supérieures à 20 % dès la surface vont de pair avec la constitution minéralogique des phyllites. Leur faible perméabilité et le brassage interne s'opposent au départ et à l'éventuelle redistribution de l'argile. Cependant la minéralogie des phyllites à réseau 2/1 n'est

* C'est pour cette raison que sur les schémas de toposéquences, le matériau fin de cette partie des profils intéressés figure sous le terme « d'argile d'altération ».

pas une condition suffisante pour s'opposer au départ de la fraction fine. Nets dans nombre de paravertisols, ces départs s'amplifient dans les sols peu évolués régoliques pourtant riches en montmorillonite ou en interstratifiés.

TABLEAU 37

Valeur médiane de caractéristiques de la distribution de l'argile dans les principales catégories de sols.

	Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux tropicaux					Sols régoliques dans matériau montmor.	Paravertis.	Vertisols
		Faciès profond			Faciès mince				
		dans matér. kaolinique ± hydrom.	drainés	hydrom.	drainés	hydrom.			
Indice d'éluviation	3,20	5,04	4,65	4,57	6,59	4,00	3,41	2,01	1,36
Argile % à 10 cm de profond.	15,13	9,82	8,59	9,82	8,77	12,87	11,89	23,09	39,95
Argile maxima %	50,52	48,78	43,81	47,03	49,24	51,92	44,63	47,49	50,04
Profondeur du maxim. d'argile (cm)	86	126	110	135	83	74	60	97	32

Les sols ferrallitiques semblent également, mais d'une façon moins nette, se distinguer des sols ferrugineux par une éluviation plus faible. Pour les premiers, les valeurs médianes de l'indice d'éluviation et du pourcentage d'argile en surface, sont respectivement de 3,2 et 15,1. Dans l'ensemble des sols ferrugineux, l'indice d'éluviation est en général très supérieur à 4 tandis que les pourcentages d'argile en surface sont le plus souvent inférieurs à 10. Le test K-S confirme la tendance générale des sols ferrallitiques à présenter dans l'horizon de surface, un plus fort pourcentage d'argile et un indice d'éluviation plus faible que tous les sols ferrugineux sauf ceux du faciès mince hydromorphe. Dans la séquence chronologique d'apparition des grands groupes pédologiques, les sols ferrugineux, des plus anciens jusqu'à ceux du faciès mince drainé inclus, furent soumis sans doute, sur une durée suffisante à de sévères conditions d'éluviation. Les sols ferrugineux du faciès mince hydromorphe auraient été affectés moins longtemps ou moins intensément. On peut supposer également que l'engorgement prolongé de leur profil, s'oppose aux mouvements de matériaux sous forme figurée et en particulier au départ d'argile. Les sols ferrallitiques, quand à eux, auraient mieux résisté à cette éluviation grâce aux types de liaisons entretenues par l'argile avec les autres constituants du sol. Il est probable que le couvert forestier dont leurs propriétés physiques permettent le développement ou le maintien, a joué aussi un rôle protecteur important. Parmi les liaisons de l'argile, dans les sols ferrallitiques, on peut envisager celles des hydroxydes de fer avec la kaolinite (FRIPIAT et GASTUCHE, 1952; GASTUCHE, 1953; D'HOORE *et al.*, 1954; FOLLET, 1965; FAUCK, 1964; GREENLAND *et al.*, 1968; etc.).

Certains auteurs font observer que la minéralogie des phyllites est un important facteur de la mobilité de la fraction argileuse. HALLSWORTH (1963) a démontré, par voie expérimentale, que la kaolinite migre relativement plus que la montmorillonite. Celle-ci resterait bloquée quand son pourcentage est supérieur à 20. Par contre, pour GORBUNOV (1961), BODMAN et HARRADINE (1938), la montmorillonite serait plus facilement entraînée que la kaolinite. C'est aussi ce que déduit KARPOFF (1973) pour la montmorillonite primaire, formée dans les zones d'altération. Mais cet auteur retient également, les possibilités d'hydrolyse dans les horizons éluviaux. Les vues divergent donc, quand il s'agit de préciser le comportement des diverses phyllites.

Sur le socle togolais, il semble que les zones à montmorillonite dominante soient, actuellement du moins, les plus sensibles à l'entraînement de la fraction fine, bien qu'aucune redistribution ne s'observe dans les profils. On peut juger de cet entraînement à la turbidité des cours d'eau en saison des pluies et à l'after-

rissement de boues très fluides en bas des versants cultivés. Mais peut-être n'est-ce là qu'un phénomène transitoire, propre aux sols les plus jeunes, qui gardent encore dans leurs horizons supérieurs un fort pourcentage d'argile. Dans les sols à kaolinite, beaucoup plus anciens, cet entraînement de l'argile dans le paysage, se serait au cours de leur évolution, progressivement ralenti à mesure que l'éluviation épuisait la partie supérieure des profils.

La comparaison statistique des données ne montrent, en effet, aucune différence significative entre les sols régoliques à montmorillonite ou à interstratifiés et, par exemple, les sols ferrugineux drainés profonds où la kaolinite est exclusive ou dominante dans l'ensemble des horizons A et B.

TABLEAU 38

Granulométrie de la fraction argileuse.

Profil et prélèvements	pourcentage de différentes fractions de l'argile totale		
	0 – 0,05 μ	0,05 – 0,20 μ	0,20 – 2 μ
2 802 horizon de surface	34,6	31,9	33,5
2 802 maximum argileux (sol ferrallitique)	49,3	22,9	27,7
2 799 horizon de surface	33,0	29,3	37,7
2 799 maximum argileux (sol ferrugineux drainé)	36,5	31,9	31,6
2 798 horizon de surface	47,3	31,7	21,0
2 798 maximum argileux (sol ferrugineux bien drainé)	50,2	26,8	23,1
2 795 horizon de surface	62,3	28,6	9,0
2 795 maximum argileux (sol ferrugineux hydromorphe)	53,4	24,0	22,6
4 483 horizon de surface	76,0	10,7	13,3
4 483 maximum argileux (sol régolique à montm. dominante)	77,2	5,9	16,8

Pour BLUME (1964), l'éluviation dépendrait non pas de l'espèce minéralogique, mais de la granulométrie des argiles. Les déterminations de cette granulométrie dans quelques sols du Togo, ne permettent guère de retenir une telle hypothèse. Les valeurs obtenues (tabl. 38) diffèrent assez peu, dans l'ensemble, entre les horizons superficiels très éluviés et les horizons profonds qui présentent les pourcentages d'argile maxima. Les écarts entre ces deux parties des profils sont faibles et ne rendent pas compte des valeurs de l'indice d'éluviation qui sont toutes supérieures à 3,3 dans les sols étudiés. L'entraînement des particules inférieures à 2 microns ne semble donc pas présenter de différence sensible en fonction de leur finesse.

BLUME (1964) considère que l'influence de certains composés organiques est, dans l'entraînement de l'argile, possible mais non nécessaire. Pour DUCHAUFOUR (1951) cet entraînement interviendrait seulement après l'effondrement de la structure grumeleuse. Cet effondrement, conséquence de la destruction des acides humiques, libérerait la fraction fine des agrégats. Cependant DUCHAUFOUR et LELONG (1967) envisagent pour des sols ferrallitiques de Guyane, une véritable altération des argiles (kaolinite) sous l'effet « d'acides organiques particulièrement agressifs ». Au Togo, il ne semble pas que ce phénomène intervienne car il est incompatible avec le haut degré de saturation en bases du complexe absorbant de presque tous les horizons humifères.

On peut, certes, envisager l'hypothèse d'une dégradation superficielle des phyllites dans les sols où l'on observe une importante variation verticale de la minéralogie de la fraction fine, en particulier dans ceux du faciès ferrugineux mince. De la base du profil vers l'horizon de surface de ces sols, la montmoril-

lonite décroît au profit d'interstratifiés et de la kaolinite. Bien que l'on puisse invoquer un déplacement mécanique préférentiel de la montmorillonite, il n'est pas exclu, à priori, que cette phyllite s'altère dans les horizons superficiels. Les produits de cette dégradation pourraient, en principe, participer sur place, ou plus en profondeur, à des transformations ou à des néoformations. Il faut, toutefois, noter que la plus grande partie des constituants libérés seraient évacués hors des profils. On peut en juger ainsi par les variations verticales de l'alumine et de celles du rapport de ce constituant au quartz et au titane supposés constants. La fraction argileuse de certains sols présente, d'autre part, sur toute l'épaisseur du profil, une composition minéralogique constante malgré l'individualisation d'horizons supérieurs très éluviés. Si l'on effectue le calcul du rapport des pourcentages des principaux constituants chimiques de la fraction fine, entre les horizons A et B de ces sols, on voit (tabl. 39) que les valeurs médianes obtenues sont voisines de 1 alors que la perte d'argile est importante dans les horizons superficiels (indices d'éluviation compris entre 2 et 4,3).

TABLEAU 39

Rapport des pourcentages des principaux constituants de la fraction argileuse, entre les horizons A et les horizons B (valeurs médianes).

	$\frac{SiO_2, A}{SiO_2, B}$	$\frac{Al_2O_3, B}{Al_2O_3, B}$	$\frac{Fe_2O_3\ A}{Fe_2O_3\ B}$	$\frac{CaO\ A}{CaO\ B}$	$\frac{SiO_2/Al_2O_3 A}{SiO_2/Al_2O_3\ B}$	$\frac{Fe_2O_3/SiO_2 A}{Fe_2O_3/SiO_2\ B}$	Indice d'éluviation
Montmorill. dominante (⩾ 90 %)	0,95	0,99	1,01	1,15	0,94	1,07	2,02
Montmorill : 45-55 % Kaolinite : 45-55 %	1,02	0,93	1,02	1,02	1,07	1,00	3,98
Illite : 45-55 % Kaolinite : 45-55 %	0,98	0,88	1,00	1,06	1,16	1,04	4,00
Kaolinite dominante (95-100 %)	0,97	0,94	1,03	1,13	1,03	1,05	4,30

La perte d'argile des horizons superficiels de presque tous les sols apparaît donc dépendre dans une très faible mesure des conditions chimiques ou minéralogiques. Le phénomène se résume pour l'essentiel, en un simple entraînement mécanique des particules, conséquence d'une pluviosité très concentrée sous un couvert végétal insuffisamment protecteur.

3 L'ÉLUVIATION DES HORIZONS PLUS PROFONDS ET LE PASSAGE AU « VENTRE ARGILEUX »

Les variations verticales du pourcentage d'argile s'effectuent selon diverses modalités.

En référence aux travaux de BOCQUIER (1967, 1971) et de MULLER (1970), on peut penser que ces modalités renseignent sur le mécanisme de l'éluviation.

Le tableau 40, (p. 191), donne dans sa partie supérieure, le schéma des principaux types de variations verticales des pourcentages d'argile, Dans sa partie inférieure, figurent, les fréquences relatives de ces types pour chaque grande catégorie de sols. Les résultats obtenus sur un ensemble de 250 profils permettent les remarques suivantes.

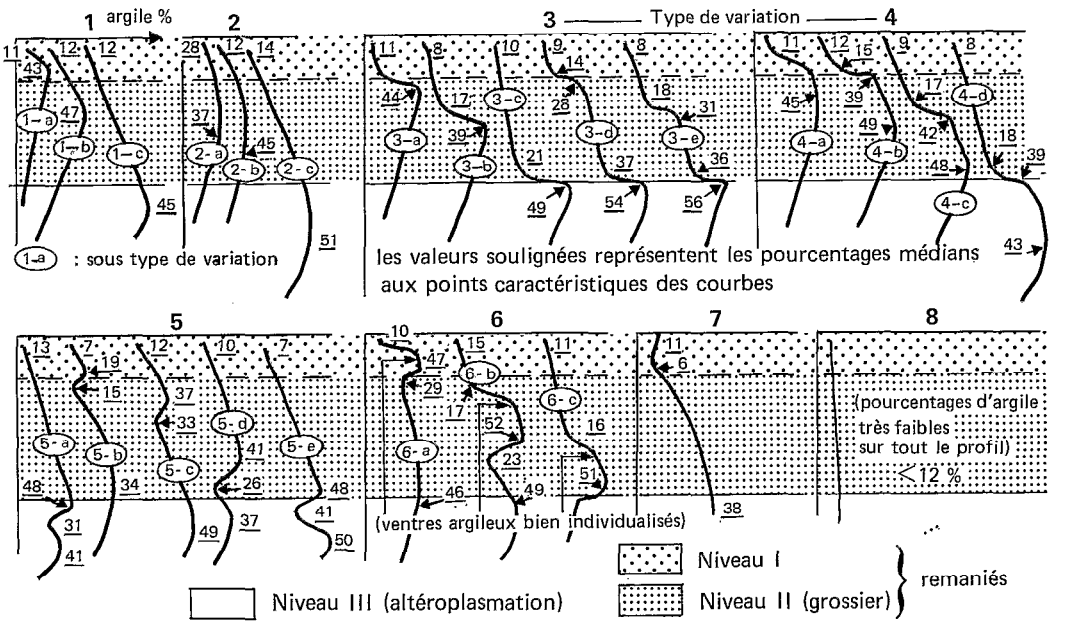
1) L'intensité de l'éluviation diminue presque toujours en profondeur et les exception peuvent être ramenées aux trois cas suivants.

- Les sols développés aux dépens de roches-mères très leucocrates, souvent très quartzeuses. Dans ces sols, aux arênes très perméables, les pourcentages d'argile sont uniformément inférieurs à 12 % sur le profil entier (type 8).

- Les sols qui présentent en surface un léger relèvement des pourcentages d'argile (par exemple, les profils 2802 et 2801/1 de la séquence de Kpadégan, figure 62). Cet accroissement, en fait modeste, est inférieur à 3,5 % dans tous les cas. Il n'intéresse que 16 % des sols étudiés, minorité qui regroupe des types pédologiques très divers. Il est vraisemblable qu'il s'agit de remontées de particules fines par la faune.

TABLEAU 40

Les différents types de variations verticales des pourcentages d'argile et leur fréquence relative dans les principales catégories de sols.



Type de gradient de l'argile	1			2			3					4				5					6			7	8
	a	b	c	a	b	c	a	b	c	d	e	a	b	c	d	a	b	c	d	e	a	b	c		
Sols ferrallitiques		9	11		8	3	3	3	3			13	8	3	3	11,5		8,5		3	1	3		2	
Sols ferrugineux drainés		5	10	1	9	2		5	2	3	1	5	9	4	3	4	2	11	12	2		2	4		3
Sols ferrugineux hydromorphes	4	13	5	5	10,5	3			10,5			6	6	3	3	5	5	8	5	3				5	
Sols ferrug.-faciès mince – drainés		8	8,5		7,5	8			8,5			13	15		7	7,5		8,5							5
Sols ferrug.-faciès mince – hydromorphes			31						22		7	16				7	7,5	7							
Sols régoliques dans matér. montmorillon.			6,5		6				7	6		22	6	7	14	15								9	
Paravertisols		25	25		8	25								8				8							
Vertisols		15		75														10							

• Les sols qui présentent un minimum plus ou moins accentué à faible profondeur, au contact d'un horizon imperméable ou engorgé en saison des pluies (type 7, tabl. 40). A ce minimum correspond souvent une forte concentration de sables grossiers délavés. Il est possible que cette différenciation soit le résultat d'une dynamique latérale qui s'exerce directement sur les particules argileuses ou indirectement sur les produits de leur dégradation. Dans ce dernier cas, l'attaque acide en milieu hydromorphe évoquée par D. MARTIN (1968) et mise en lumière par BRINCKMAN (1969) sous le nom de « ferrolyse » est plausible. Mais les observations de terrain ont montré que ce phénomène de « déblaiement » de la fraction fine, se

poursuit sur de faibles distances au long des versants : tout au plus quelques dizaines de mètres. Les observations laissent à penser que le déblaiement résulte d'interruptions dans le plancher imperméable de l'horizon pauvre en argile (fig. 63 a et b). Ces interruptions sont d'ordre lithologique (filon de pegmatite ou de quartz, par exemple), ou d'ordre topographique quand une ravine d'érosion régressive entaille le versant. Elles indiquent une accélération locale du drainage de la nappe perchée, d'où le départ des fines. Mais des zones d'accumulation des produits exportés n'ont jamais pu être observées. Ce type de différenciation texturale n'a pu être mis en évidence que dans 1,2 % des profils étudiés, soit dans les sols ferrugineux hydromorphes, soit dans ceux du sous-groupe régolique.

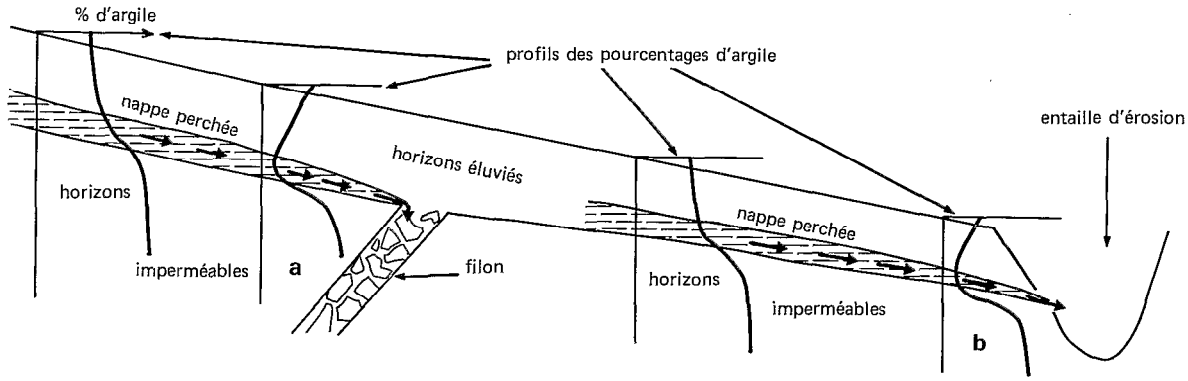


FIG. 63. — Déblaiement d'argile en profondeur par l'accélération de l'écoulement de la nappe perchée.

2) Les horizons du niveau I remanié, superficiel, sont d'une manière systématique, pratiquement tous affectés par l'éluviation (97 % des cas). Le niveau II, grossier est profondément affecté, an moins sur les deux tiers de son épaisseur, dans 70 % des cas. Cette fréquence relative est une moyenne et des variations s'observent d'un grand groupe pédologique à l'autre : 71 % pour les sols ferrallitiques, 67 % pour les sols ferrugineux drainés profonds, 64 % pour les sols ferrugineux hydromorphes profonds, 85 % pour ceux du faciès ferrugineux mince et ceux du sous-groupe régolique. Notons que la dernière valeur, qui est la plus élevée correspond à des sols riches en montmorillonite ou en interstratifiés. Ceci indique que les profondeurs *relatives* d'éluviation sont plus importantes dans les sols qui, d'une part, présentent un fort pourcentage de smectites et qui, d'autre part, présentent un caractère vertique discret.

TABLEAU 41

Epaisseur affectée par le remaniement et profondeur des pourcentages maxima d'argile dans les principales catégories de sols (valeurs médianes).

	Sols ferrallitiques	Sols ferrugineux tropicaux					Sols régoliques dans matér. montmor.
		dans matér. kaolinique ± hydromorphes	drainés	hydromorphes	faciès mince		
					drainés	hydromorphes	
épaisseur affectée par le remaniement	88	102	130	135	80	73	36
profondeur du maximum d'argile	86	126	111	135	83	74	60

La liaison entre la profondeur affectée par l'éluviation et l'épaisseur de la partie remaniée du profil est mise en évidence si l'on met en parallèle les valeurs médianes de ces deux caractéristiques, calculées pour chacun des grands groupes de sols (tabl. 41). Pour l'ensemble de 184 profils étudiés, le test de corré-

lation de rangs donne, pour cette liaison, un coefficient de + 0,465, significatif à un seuil de risque très inférieur à 1 %. De tous les grands groupes pédologiques, ce sont les sols ferrugineux profonds qui présentent la plus forte liaison entre l'épaisseur remaniée et la profondeur d'éluviation avec un coefficient de + 0,550 (pour un effectif de 108 profils). Les sols ferrallitiques sont les seuls à ne pas montrer une telle liaison.

Enfin, plus en profondeur, dès le sommet du niveau III rigoureusement autochtone, l'éluviation diminue rapidement d'intensité. Tout au plus n'affecte-t-elle d'une façon sensible que les 30 cm supérieurs de cette partie du profil, en général.

3) Les courbes des pourcentages d'argile en fonction de la profondeur sont souvent caractérisées par la présence d'une section, d'accroissement très rapide. Ce caractère affecte, dans la proportion de 35 %, toutes les catégories de sols, sauf les vertisols et les paravertisols. Il est manifeste en toute situation topographique, aussi bien dans les matériaux bien drainés (par exemple, le profil 4472 d'Akabassim) que dans les sols régoliques rapidement engorgés. L'étude micromorphologique montre que la fréquence des argilanes est indépendante de cet accroissement rapide en profondeur. Ce type de variation ne saurait donc être l'indication d'une accumulation brusque d'argile illuviée (par exemple, au toit d'une nappe temporaire actuelle ou ancienne). L'accroissement rapide des pourcentages ne s'observe dans la très grande majorité des cas, que dans le *niveau II grossier, qui est remanié.*

Les faits qui viennent d'être rapportés amènent à situer le mécanisme d'éluviation dans le cadre du remaniement des horizons supérieurs des profils. L'accroissement le plus rapide du pourcentage d'argile *est, comme le montre l'étude granulométrique, en étroite relation avec la redistribution des matériaux* grossiers. Quand il ne coïncide pas avec la limite inférieure du niveau II, il se situe, d'une façon générale, à une profondeur qui correspond au pourcentage maximum des sables des fractions moyennes. L'histogramme de la figure 64 montre que la gamme de ces fractions sableuses de taille moyenne est assez étroite puisque les limites sont dans 83 % des cas, de 250 et 800 microns. En d'autres termes, si l'on suit la courbe des pourcentages d'argile, de la base vers le sommet des profils, on observe que la perte d'argile s'accélère à un niveau qui délimite la partie profonde où se concentrent les sables grossiers et la partie supérieure où se concentrent les sables fins. Cette constatation a été faite dans les sols du Tchad par AUDRY *et coll.* (1966).

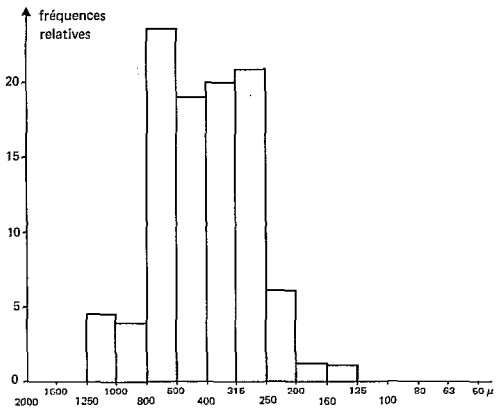


FIG. 64. — Fréquence relative de la fraction sableuse atteignant son pourcentage maximum à la même profondeur que l'accroissement le plus *rapide du pourcentage d'argile.*

On peut déduire de ce fait, qu'une redistribution de l'argile s'effectue dans les profils et que ce phénomène est lié à la redistribution, sous l'action de la faune, des autres matériaux en fonction de leur taille selon le schéma dégagé au cours de l'étude des sables :

— les particules grossières (gravats et sables grossiers) se concentrent à la base des horizons remaniés,
— les sables de taille moyenne, à une profondeur intermédiaire,
— les sables fins, dans l'horizon superficiel.

Selon ce schéma, on devrait trouver les pourcentages maxima d'argile, tout à fait en surface. Mais comme pour les sables les plus fins (inférieurs à 80 microns, en général) il faut tenir compte de l'érosion superficielle sélective des matériaux des termitières. En définitive, au fur et à mesure des prélèvements par la faune, les horizons supérieurs s'épuisent en leurs particules les plus ténues. Celles-ci sont emportées par l'érosion et ne font pas retour au sol. Au cours du développement des sols, le front d'épuisement, que

l'on peut faire correspondre à l'accroissement le plus rapide des teneurs en argile, en profondeur, descend progressivement dans la partie remaniée. Mais nous avons vu que les besoins des termites en particules plus grossières se limitent en grande part aux sables des fractions moyennes. C'est la raison pour laquelle les prélèvements d'argile, dont le sort final est l'exportation par l'érosion comme pour les sables fins, s'effectuent en général, jusqu'à la profondeur où se situent les pourcentages maxima des fractions sableuses moyennes.

4) Enfin de la surface au maximum argileux, on peut classer les courbes du tableau 40 en deux ensembles : les unes sont convexes vers les pourcentages croissants, les autres, concaves. L'étude comparative montre que les courbes convexes sont liées aux profils marqués en surface, par des teneurs plus élevées en argile que ceux qui présentent des courbes concaves. Les valeurs médianes de ces teneurs sont respectivement de 15 % et de 9 % et les valeurs maxima, de 65 % et 32 %.

Les courbes convexes concernent principalement les sols ferrallitiques, les vertisols et les paravertisols. Les courbes concaves caractérisent de nombreux sols ferrugineux et régoliques. Pour ces sols, la courbe est presque verticale dans sa partie supérieure et se raccorde au maximum argileux par une section concave très marquée. Ceci traduit une différenciation très accusée des horizons éluviés et de l'horizon B. On peut alors penser que l'éluviation dépend donc plus de mécanismes superficiels que d'une dynamique profonde et ceci concorde avec les conséquences de l'activité de la faune.

D Le bilan de l'argile à l'échelle du profil

La définition du lessivage vertical implique que les gains de l'horizon d'accumulation sont d'autant plus élevés que les pertes sont importantes dans les horizons sus-jacents et en perticulier dans l'horizon A1 superficiel où la population est la plus forte. Les pourcentages d'argile dans les deux horizons A1 et B devraient donc présenter une liaison en fonction inverse de leurs valeurs. L'approche statistique de la vérification de cette liaison a été effectuée par la corrélation de rangs de Spearman. Les coefficients de corrélation obtenus sont : de + 0,541 pour les sols ferrallitiques (effectif de 35), de + 0,469 pour les sols ferrugineux drainés (effectif de 76) et de + 0,493 pour les sols ferrugineux hydromorphes. Ces coefficients sont tous hautement significatifs (à un seuil de risque très inférieur à 1 %) mais leur signe positif indique que les pourcentages varient dans le même sens. Ceci montre que le développement du ventre argileux n'est pas lié aux pertes subies par les horizons éluviés. D'autre part, les coefficients obtenus pour les sols ferrallitiques et pour les sols ferrugineux drainés, qui présentent des revêtements argileux dans l'horizon B, sont, en moyenne, aussi élevés que celui qui est obtenu pour les sols ferrugineux hydromorphes où les argilanes font défaut ou sont très rares. Ces faits laissent à penser que les revêtements traduisent davantage une redistribution d'argile au sein du même horizon qu'une illuviation alimentée par les pertes des horizons sus-jacents.

Les indices d'éluviation, notés dans le tableau 37 ne permettent pas d'estimer les pertes d'argile à l'échelle du profil, car ils ne tiennent pas compte des profondeurs affectées. L'approche quantitative du problème est, d'autre part, compliquée par les difficultés suivantes.

— Selon le régime hydrique et l'évolution géochimique, l'argilisation des minéraux primaires atteint un stade variable d'un horizon à un autre. Les bases de référence manquent donc souvent pour calculer le bilan.

Au cours de l'évolution des minéraux primaires et secondaires, de la silice et peut-être aussi de l'alumine, sont perdues par exportation dans les eaux de drainage et ceci en proportion variable selon l'horizon.

— Il est très difficile de connaître les parts respectives de l'argilisation et de l'illuviation éventuelle dans la constitution des horizons B, quand le maximum argileux se situe dans la partie remaniée des profils.

Les pertes d'argile de la partie éluviée des profils ne peuvent donc être estimées, ne serait-ce que par défaut, que d'une manière grossière et lorsque sont réunies les conditions suivantes.

— Le maximum argileux (référence du calcul) se situe dans la zone d'argilisation exclusive des minéraux primaires celle-ci se situant généralement dans le niveau III.

— Le stade de l'évolution minéralogique des phyllites et des minéraux primaires reste le même en passant des horizons B au sommet du profil.

Dans ces conditions, le calcul des pertes peut être tenté, en tenant compte des pourcentages de quartz (supposé invariant) et des pourcentages d'argile des différents horizons sus-jacents au maximum. Les résultats obtenus indiquent, pour la zone éluviée, des pertes très élevées. Les valeurs médianes de ces pourcentages sont les suivants :

65 % pour les sols ferrallitiques,

79 % pour les sols ferrugineux drainés profonds,

81 % pour les sols ferrugineux hydromorphes profonds,

89 % pour les sols ferrugineux du faciès mince (drainés et hydromorphes),

70 % pour les sols régoliques.

Même si l'on attribuait à de l'argile illuviée des horizons supérieurs, tous les revêtements que l'on observe dans le niveau II des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux drainés profonds, on constate que les pertes par éluviation sont loin d'être compensées par des accumulations sous-jacentes.

E Conclusion

La distribution de l'argile à l'échelle des profils fut étudiées par trois modes d'approche : des observations micromorphologiques, l'étude comparée des pourcentages de silice, d'alumine et d'argile des divers horizons, le calcul du bilan de la fraction granulométrique inférieure à 2 microns.

En toute situation topographique et dans les sols de chacun des grands groupes pédologiques, vertisols exceptés, une importante perte d'argile affecte les horizons supérieurs. De plus, cette perte se solde par un déficit marqué pour le profil tout entier. Le phénomène apparaît indépendant des conditions chimiques et du « statut hydrique » : depuis les sols marqués par l'hydromorphie jusqu'aux sols bien drainés, les caractères de l'éluviation n'accusent aucune différence signicative.

Tout au plus, une faible part de cette argile éluviée se retrouve-t-elle accumulée plus profondément, dans le niveau II grossier des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux drainés profonds. Il s'agit justement des sols qui présentent l'évolution pédologique la plus poussée et vraisemblablement la plus ancienne.

Cette perte d'argile semble s'être effectuée pour l'essentiel, par départ de particules et non par hydrolyse des minéraux argileux. L'absence d'accumulation d'alumine, composant quasi insoluble, témoigne en ce sens. Cette exportation d'argile à partir des horizons supérieurs, hors du profil correspond au phénomène d'appauvrissement défini par FAUCK (1964, 1971) et invoqué par de nombreux pédologues en Afrique : AUBERT et SEGALEN (1966), SEGALEN (1967), ROOSE (1968), LEPRUN et MOREAU (1969), MULLER (1972), PERRAUD (1971), etc. Dans le même ordre d'idées, SYS en 1960 expliquait par l'érosion superficielle la décroissance des teneurs en argile au sommet des profils.

En l'absence de traces suffisantes d'illuviation dans de nombreux sols, la constante remontée d'argile par la faune, termites et vers en particulier, semble le seul facteur qui permette à l'éluviation de progresser en profondeur (FÖLSTER, 1964). A défaut, il faudrait imaginer des entraînements latéraux hypodermiques sur des distances considérables tout au long des versants et quels que soient les types de sols et de matériaux rencontrés. Jamais aucun indice d'un semblable cheminement n'a été observé dans les multiples tranchées ouvertes au cours de l'étude des toposéquences.

Cette action de la faune, qui paraît prépondérante, correspond à plusieurs caractères relevés antérieurement :

— localisation de l'éluviation dans les horizons remaniés par la faune;

— correspondance des variations les plus rapides des teneurs en argile avec des niveaux assez précis de la redistribution verticale des matériaux plus grossiers.

Enfin l'analyse granulométrique des diverses parties des termitières apporte une confirmation du phénomène. Les résultats montrent, en effet, que, dans la quasi-totalité des cas, l'habitacle présente une teneur en argile supérieure à celle de n'importe quel horizon des sols voisins. La valeur médiane du rapport des pourcentages entre l'habitacle et ces horizons est de 1,65. Pour la muraille, cette valeur médiane est seulement de 0,98, mais cette partie de la termitière est exposée au ruissellement des pluies. Au fur et à mesure de l'érosion sélective, les particules grossières en représentent une proportion plus importante. Il n'en reste

pas moins que la muraille est toujours beaucoup plus argileuse que les horizons superficiels des sols voisins. Le rapport des pourcentages d'argile est supérieur à 1 pour une tranche superficielle d'épaisseur variable d'un profil à l'autre mais dont la valeur médiane est de 45 cm environ.

En définitive, l'intensité des remontées par la faune indique que l'illuviation aux dépens des horizons de surface n'est qu'un épiphénomène. Et c'est l'érosion différentielle en surface qui est responsable de l'individualisation des horizons éluviés. Le schéma du développement par l'illuviation, de l'horizon B des sols ferrugineux tropicaux (MAIGNIEN, 1964, 1968) ne peut être que très partiellement retenu pour les sols du socle togolais. En fait, comme il est admis pour de nombreux sols ferrallitiques, nous avons des sols ferrugineux *appauvris*, dont l'évolution en place des minéraux primaires est responsable de la différenciation des horizons les plus argileux.

II LA DISTRIBUTION DE L'ARGILE A L'ÉCHELLE DES TOPOSÉQUENCES

La figure 65 présente les courbes isovaleurs des pourcentages d'argile pour les deux toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim.

Dans ces deux séquences, pour l'essentiel, les teneurs de l'horizon le plus argileux passent par un minimum dans une partie intermédiaire ou en amont, avant de se relever plus en aval. On pourrait donc

TABLEAU 42

Données de la distribution de l'argile à l'échelle des toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim.

Toposéquence de Kpadegan											
Profil	2 802	2 801/1	2 801	2 800	2 799	2 799/1	2 798	2 797/2	2 797/1	2 795	2 794
Pourcentage maximum d'argile	51,26	56,56	58,03	61,92	57,54	56,13	65,78	60,86	(66,88)	59,97	59,08
Profondeur (en cm) du maximum argileux	130	(400)	[70]	115	235	230	230	190	165	160	125
SiO_2 combinée totale % au maximum argileux	[28,12]	(42,60)	32,64	37,71	35,31	33,59	40,47	42,31	33,78	39,16	32,20
Al_2O_3 totale % au maximum argileux	24,74	21,87	26,55	(29,68)	29,56	26,92	24,07	24,99	23,37	19,58	[15,75]
AMONT → AVAL											
Toposéquence d'Akabassim											
Profil	4 472	4 473	4 474	4 475	4 476	4 477	4 478	4 479	4 480	4 481	4 482	4 483
Pourcentage maximum d'argile	53,17	46,98	53,61	[33,60]	45,96	44,81	47,15	43,76	46,27	(59,71)	51,28	51,57
Profondeur (en cm) du maximum argileux	95	95	120	95	80	[70]	[70]	80	75	70	(115)	95
SiO_2 combinée totale % au maximum argileux	28,87	28,59	29,16	[20,06]	28,47	29,03	28,69	28,19	32,55	38,57	43,15	(43,57)
Al_2O_3 totale % au maximum argileux	21,50	22,50	22,88	[17,49]	20,96	23,00	23,78	22,21	23,62	(27,30)	25,31	23,59

( ) valeur maximum
[ ] valeur minimum

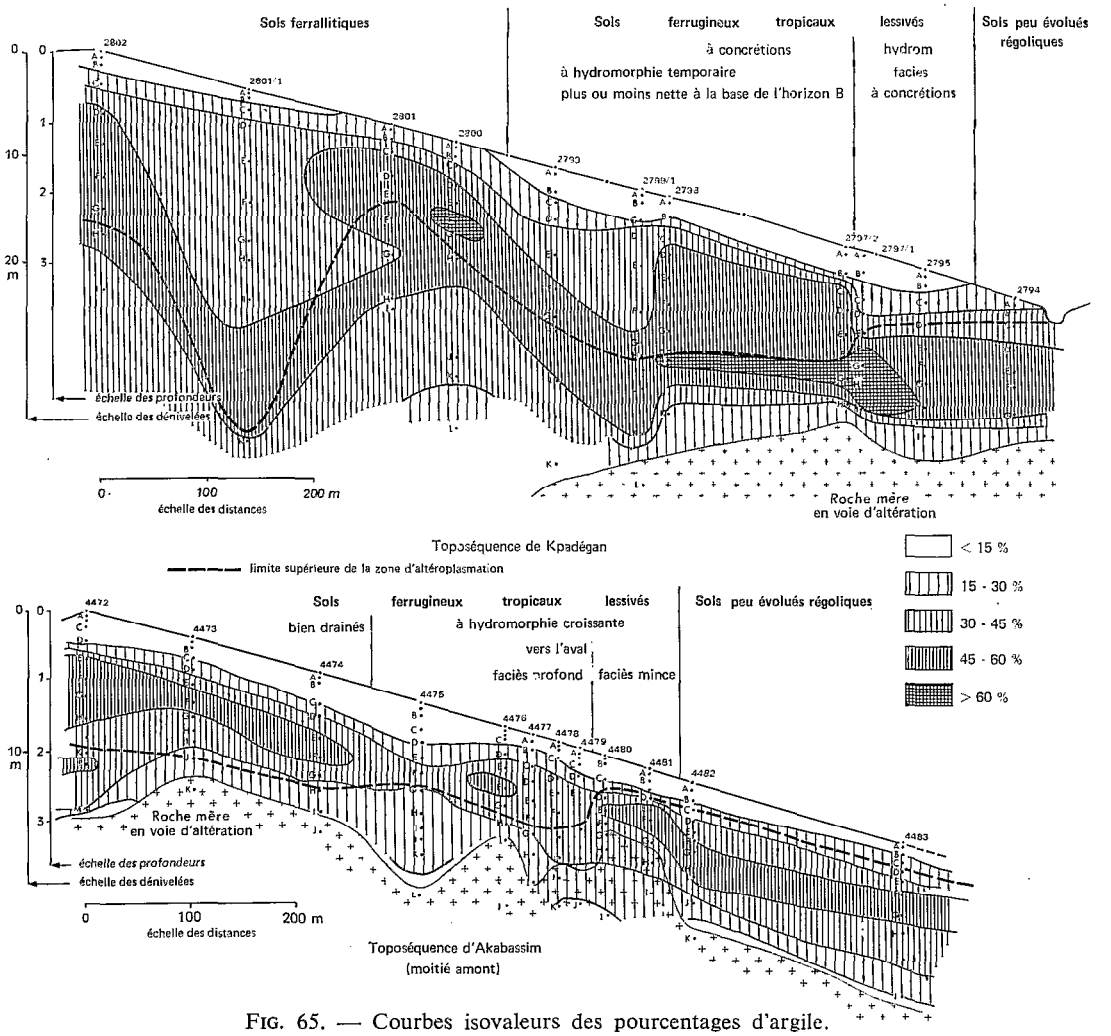
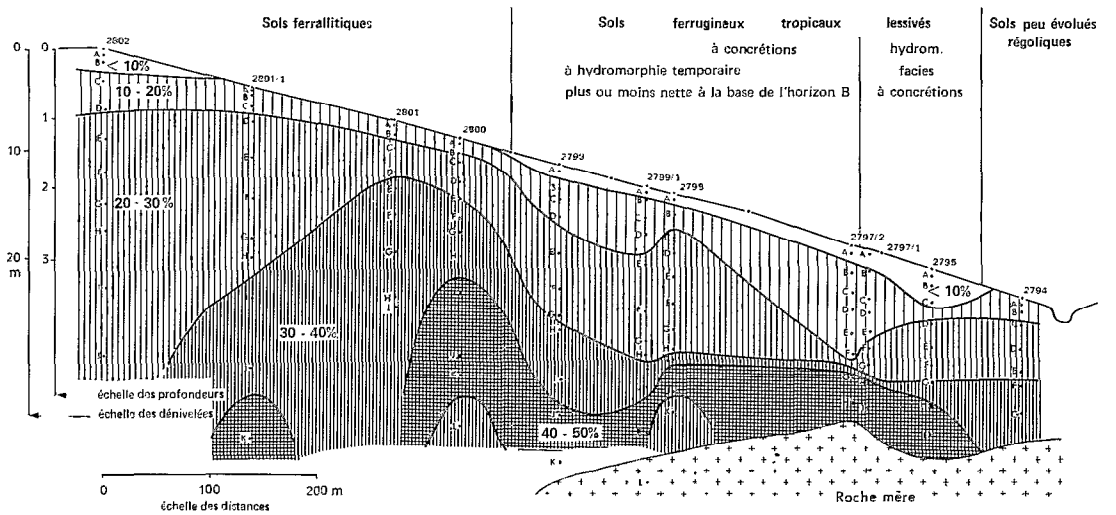


FIG. 65. — Courbes isovaleurs des pourcentages d'argile.

penser à priori, à une redistribution latérale d'argile. En fait, il s'agit d'une apparence, car tous ou presque tous les maxima d'argile, en situation aval (profils 2794 à 2798 et 4481 à 4483) se situent dans le niveau III non remanié (fig. 62), dans la zone d'altéroplasmation. La différenciation latérale des teneurs en argile semble donc dépendre principalement des conditions d'argilisation des minéraux hérités des roches-mères. Trois facteurs régissent cette argilisation.

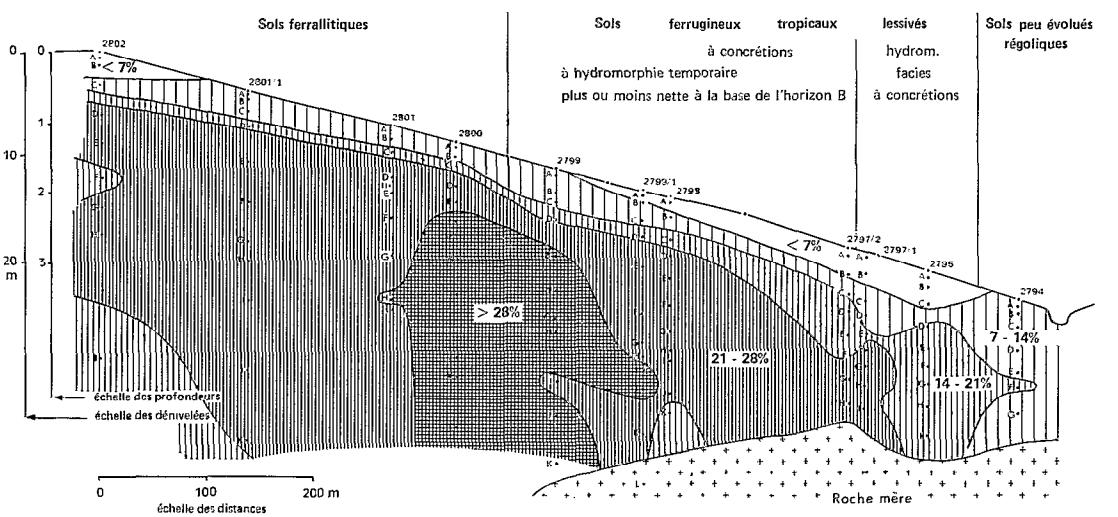
— *La composition du substrat.* Il est manifeste que le modelé du socle procède de l'altération différentielle. Les incisions des axes de drainage et les dépressions qui leur sont associées progressent et s'élargissent beaucoup plus facilement dans les formations les plus basiques laissant, en général, les plus quartzeuses et les plus acides en relief. Ne font exception que les zones basiques très anciennement cuirassées. Dans les deux séquences prises en exemple, les profils caractérisés par les horizons B les moins argileux (2802 pour Kpadégan, 4475 pour Akabassim) se développent dans les termes supérieurs des versants, aux dépens de micaschistes ou de gneiss à muscovite, roches qui sont, ici les plus acides (tabl. 42).

Lorsque des modifications locales affectent la lithoséquence virtuelle, aussitôt le pourcentage maximum d'argile des profils correspondants se modifie. C'est ce que l'on note dans la toposéquence d'Akabassim, dont le sommet est parcouru de filons plus basiques : les profils 4472 et 4474 développés respectivement aux dépens de diorite et de gneiss à passées d'amphiboles sont parmi ceux qui présentent les horizons B les plus argileux. Avec 53 % d'argile environ, ceux-ci se rapprochent des maxima relevés plus en aval (profils 4481 à 4483) sur les gneiss basiques qui font suite aux formations très riches en muscovite.



Toposéquence de Kpadégan

FIG. 66. — Courbes isovaleurs de la silice combinée totale (terre fine + concrétions).



Toposéquence de Kpadégan

FIG. 67. — Courbes isovaleurs de l'alumine totale (terre fine + concrétions).

— *Le gradient hydrique latéral.* A la base des versants, l'hydromorphie prolongée et le confinement limitent les pertes de silice et favorise l'argilisation des minéraux altérables, phénomène qui nécessite une forte hydratation. L'argilisation et le confinement se renforcent, d'ailleurs, mutuellement.

— *L'évolution pédologique.* Le développment des sols dépend en premier lieu du drainage qui favorise l'évacuation de la silice. Meilleur au sommet des versants, le drainage y favorise la kaolinite plus pauvre en silice que la montmorillonite des bases de versants, mal drainés. A ceci s'ajoute le facteur temps. Les sols des situations dominantes sont beaucoup plus vieux que ceux de l'aval. Ainsi se cumulent au long du temps, les pertes en éléments « argilisables » et en argile.

De plus, l'évolution pédologique bloque dans les concrétions, une masse assez sensible de silice et d'alumine et soustrait à la fraction fine, une partie de ses constituants. Ceci se réalise au maximum dans les horizons Bfe des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux drainés qui couvrent les parties hautes du paysage. Les figures 66 et 67 donnent les courbes isovaleurs des teneurs totales (terre fine et concrétions) en silice et en alumine dans la séquence de Kpadégan. Elles montrent que ces deux composants principaux des argiles ne laissent apparaître aucune redistribution latérale.

Cette absence de redistribution latérale est confirmée, à l'échelle du socle, par la comparaison des pourcentages maxima d'argile notés dans les diverses situations topographiques. Le tableau 43 donne les valeurs médianes de ces pourcentages. L'analyse statistique des distributions fréquentielles des données à partir desquelles ces médianes ont été calculées, a montré qu'il n'existe aucune différence significative d'une situation topographique à l'autre.

TABLEAU 43

Valeurs médianes des teneurs maxima en argile de l'horizon B ou (B) en diverses situations topographiques.

	Sommets et replats sommitaux	Quart supérieur des versants	Entre mi-pente et quart supérieur des versants	Entre mi-pente et quart inférieur des versants	Quart inférieur des versants
Teneur maxima en argile de l'horizon B ou (B)	48,8	47,0	46,5	44,6	46,4

III CONCLUSION

Après cette étude de la fraction argileuse dans les sols du socle togolais, on peut conclure que la redistribution de l'argile est peu sensible à la verticale des profils et inexistante dans la direction latérale. Les différenciations que l'on observe au long des versants ne procèdent que de facteurs stationnels : roche-mère, statut hydrique des sols, blocages de silice et d'alumine au sein des concrétions.

Le sort de l'argile éluviée peut se poser : on conçoit, en effet, que cette fraction fine dans son transit superficiel du sommet vers la base des versants, tende à être de nouveau incorporée aux profils par l'infiltration des eaux de ruissellement. Or aucune trace sensible d'un tel phénomène ne peut être observée. Les remontées biologiques continuelles des fractions granulométriques fines suffiraient largement à expurger cette argile au fur et à mesure de son apport éventuel.

On assiste, en définitive, comme pour les sables les plus fins, à une exportation complète hors du paysage, par le canal du réseau de drainage, dès que l'argile est mobilisée par le ruissellement superficiel.

Résumé et conclusions générales

Cette étude a présenté les principaux types d'association et d'organisation pédologique des diverses catégories de sols qui se développent sur le socle granito-gneissique togolais en un climat de transition entre les zones guinéennes forestières et soudaniennes.

1 Les associations de sols

Les associations de sols peuvent être replacées dans le cadre des épisodes successifs du modelé du socle au Quaternaire. Leur ensemble définit alors une toposéquence virtuelle générale qui fait apparaître des points hauts jusqu'au points bas du paysage les domaines suivants :

- — sur le haut glacis, le plus ancien : des sols ferrallitiques, parfois cuirassés, passant, à l'aval, à des sols ferrugineux développés dans des matériaux kaoliniques;
- — sur le moyen glacis : des sols ferrugineux, drainés en amont, hydromorphes en aval, très concrétionnés mais où l'induration en masse des hydroxydes de fer se limite, dans la majorité des cas, à la formation de carapaces nodulaires;
- — sur le bas glacis, le plus récent : un complexe de sols riches en montmorillonite ou en interstratifiés, au sein duquel coexistent selon la nature de la roche-mère et les possibilités de drainage : des sols peu évolués régoliques, des vertisols à caractères moyennement accentués, des sols halomorphes, des sols ferrugineux minces et tous les intergrades entre les uns et les autres; le cuirassement et le carapacement sont exceptionnels et la concentration des hydroxydes de fer se borne à l'individualisation de concrétions; par contre, la concentration de carbonate de calcium sous forme de nodules et l'alcalisation du complexe d'échange se développent localement;
- — en situation de basse terrasse : des sols hydromorphes peu humifères à gley ou à pseudogley, développés dans des matériaux alluviaux ou colluviaux qui reposent en discontinuité sur les diverses formations lithologiques du socle.

Il est rare de trouver successivement de l'amont à l'aval d'un même versant, ces quatre ensembles de sols. Leur association sur un même interfluve est conditionnée par la possibilité pour ce dernier d'avoir été affecté partiellement par chacune des phases d'érosion du Quaternaire. Selon l'éloignement du niveau de base local et de l'Océan et selon la nature de la roche-mère, les différentes générations de glacis affectent une proportion variable de la surface du paysage actuel, les sols ferrugineux profonds, caractéristiques du moyen glacis, étant, au total, le plus largement représentés.

L'âge des altérations et la nature du substrat apparaissent les deux facteurs primordiaux de la distribution actuelle des grands groupes de sols.

2 *Les grands traits de la différenciation verticale des profils*

Les variations en profondeur des caractères morphologiques des sols permettent de distinguer dans tout profil, deux parties.

— La première partie, profonde, est une formation d'altération en continuité parfaite avec le substrat dont elle présente jusqu'à son sommet des traces de l'organisation : zones conservant la texture de la roche-mère et qui en reflètent la différenciation minéralogique, présence de filons, non ou peu disloqués, de quartz, de pegmatites ou d'aplite. Les seules discontinuités au sein du matériau meuble, procèdent de l'hétérogénéité de la roche-mère ou de l'existence d'une nappe ou d'un engorgement à plus ou moins grande profondeur. Aucun indice de redistribution de matière n'apparaît entre les différents niveaux de cette partie du profil et les concentration présentent un caractère relatif, par départ des constituants les plus solubles. Tout au plus, une redistribution limitée d'hydroxydes de fer, ou de carbonate de calcium s'effectue très localement au sein d'un même horizon. Les observations macromorphologiques et microscopiques, ne permettent, par ailleurs, pas de repérer au long des versants, de traces de cheminements et d'apports entre les profils qui se succèdent de l'amont vers l'aval. Tous ces caractères font de cette partie du profil, strictement autochtone, le matériau originel des sols.

— La seconde partie des profils, superficielle, de 1,10 m d'épaisseur en moyenne, est intensément remaniée. Ainsi l'indique la concentration dans ses horizons les plus profonds, de cailloux de quartz dont l'émoussé ne peut être expliqué par l'évolution géochimique des produits d'altération ou par la situation topographique actuelle. Ces quartz sont, en fait, des résidus très anciens d'érosion, incorporés par la suite, dans les profils. La réalité des remaniements est étayée par la disparition de toute texture héritée de la roche-mère et en particulier de l'arrangement en filons, de quartz ou de tout autre minéral résistant.

Le trait le plus remarquable de cette partie remaniée est que celle-ci est, dans la grande majorité des cas, le siège exclusif de l'individualisation des horizons A et B. C'est également dans sa masse que se concentre le plus clair de l'activité biologique : enracinement et manifestations de la faune du sol.

3 *La différenciation latérale du matériau originel*

Si l'on se réfère à la première toposéquence étudiée (Kpadégan), qui s'étend d'un témoin du haut glacis jusqu'au liseré aval de sols régoliques, caractéristiques du bas glacis, la situation topographique semble à première vue, le facteur déterminant de la différenciation géochimique et minéralogique latérale du matériau originel. En effet, à l'amont, les termes supérieurs, les plus évolués de cette partie des profils sont très généralement bien drainés et exclusivement kaoliniques. Il s'agit de sols ferrallitiques. A l'aval, par contre, l'engorgement prolongé en saison des pluies et la dominance de la montmorillonite est la règle. Cependant, ce schéma doit être nuancé car, du moins pour les roches-mères suffisamment basiques, la montmorillonite apparaît dans les sols ferrallitiques à une profondeur très inférieure à celle du front d'altération. Par ailleurs, dans la seconde séquence étudiée (Akabassim) façonnée dans sa partie supérieure, au cours de la génération du moyen glacis, le matériau originel du profil sommital renferme dans la fraction

argileuse de ses termes les plus évolués, 50 % de montmorillonite. Enfin, dans la dernière séquence présentée (Adéli), que l'on peut rattacher en totalité à la plus récente phase du modelé, la montmorillonite est, sauf exception liée à une variation du substrat, exclusive de la base au sommet des profils et, ceci, sur toute la longueur du versant.

Cette étude comparée de toposéquences façonnées par des phases d'érosion de plus en plus récentes, amène à penser que la genèse de la montmorillonite est l'une des constantes de l'altération du socle depuis une période ancienne du Quaternaire. Tout autre facteur étant égal, la répartition différentielle de ce minéral argileux dans le paysage, apparaît davantage procéder de sa disparition progressive par l'amélioration du ressuyage des profils de haut de pente au cours du temps, que du confinement propre aux situations déprimées. A cette évolution se sont opposées les phases de rajeunissement. Au voisinage des cours d'eau les plus compétents, ce rajeunissement a intéressé la totalité des interfluves. De la mise en affleurement des matériaux des zones profondes d'altération, a résulté la réapparition de la montmorillonite en toutes situations topographiques. A une distance croissante de ces niveaux de base locaux, l'érosion régressive s'est progressivement amortie et a respecté d'importantes parties des surfaces anciennes. Les versants recoupent alors de leur sommet vers leur base, des matériaux de moins en moins intensément altérés. Deux phénomènes antagonistes ont découlé de ce biseautage et de l'enfoncement du réseau hydrographique :

— le développement de profils de bas de pente entièrement situés dans des zones assez riches en feldspaths et en ferromagnésiens, c'est-à-dire en silice et en bases, pour la formation de la montmorillonite, ainsi que pour la concentration de calcium et d'alcalis;

— l'accélération du drainage des matériaux anciens qui ont subsisté dans les situations topographiques plus élevées, d'où le maintien ou la formation de la seule kaolinite jusqu'à une grande profondeur.

Le fait que ces deux phénomènes agissent en sens opposé au long des versants, peut expliquer dans certaines toposéquences, la rapidité du passage entre les deux domaines géochimiques et minéralogiques.

4 Le remaniement superficiel des profils

La concentration de résidus grossiers d'érosion à une plus ou moins grande profondeur dans les profils présente un caractère d'absolue généralité. De l'étude qualitative et quantitative de ces gravats, de l'épaisseur des horizons affectés par cette concentration et de celle de recouvrement fin en diverses situations topographiques, de l'analyse des données minéralogiques et granulométriques des sables des horizons remaniés, il ressort qu'aucune redistribution latérale sensible de matériaux ne s'est effectuée à l'échelle du versant. La remontée de matériaux fins par la faune du sol et, en particulier, par les termites pour la construction de leurs édifices, apparaît comme le seul mécanisme susceptible d'expliquer la superposition de la nappe de gravats et de son recouvrement fin. Si l'on compare les résultats de l'analyse granulométrique, d'une part entre les matériaux remaniés et les matériaux sous-jacents en place et d'autre part, entre les matériaux des termitières et ceux des horizons remaniés, le calcul du bilan des différentes fractions sableuses fait ressortir entre les deux cas, une très étroite analogie. Les mouvements qui ont affecté la fraction fine des horizons remaniés et les modifications apportées à la granulométrie de ces derniers découlent de l'activité des termites, de leurs prélèvements très sélectifs des fractions fines et de l'effondrement des termitières. Les études de paléontologie (PIVETEAU, 1953) datent de la fin du Tertiaire ou du début du Quaternaire les premières manifestations de l'activité des genres africains actuels de termites sociaux constructeurs. Il est donc à peu près certains que tous les sols qui composent le paysage pédologique actuel ont subi ce remaniement biologique sur une période très longue de leur histoire. Et ceci explique la grande épaisseur de la partie remaniée de certains profils.

Si l'on prend pour terme de comparaison, le matériau originel sous-jacent, l'activité de termites se solde pour l'ensemble de la partie remaniée, par un déficit de sables les plus grossiers et de sables les plus fins et corrélativement, par un excédent des fractions de taille moyenne. Le déficit des sables grossiers découle du prélèvement sélectif, en profondeur, par les termites, des particules fines et celui des sables fins, de l'érosion également sélective des murailles de termitières, qui sont exposées au ruissellement des pluies. Les sables fins érodés ne donnent lieu à aucune accumulation dan le paysage. Le ruissellement semble être assez compétent pour que l'épaisseur de la pellicule superficielle de sables fins en transit

sur les versants reste très mince et ne modifie pas d'une manière sensible le bilan granulométrique des profils sous-jacents.

L'effet cumulatif du prélèvement constant de matériaux fins par les termites pour construire, accroître ou maintenir leur édifice aboutit d'autre part, à une redistribution verticale des matériaux en fonction de leur granulométrie. La sélection qui s'opère en faveur des fractions fines a pour résultat de les concentrer en surface des sols tandis que les sables les plus grossiers dominent à la base des horizons remaniés. Cette activité biologique conditionne donc beaucoup le profil granulométrique des sols. D'autre part, le brassage qui s'effectue a pour effet de faire disparaître les traits texturaux hérités de la roche-mère. L'apparition d'une forte porosité dans les horizons affectés par cette activité a pour résultat l'emmagasinement ou la percolation d'un grand volume d'eau dans les profils en saison humide et une meilleure aération en saison sèche. Ainsi peuvent s'expliquer les modifications minéralogiques et géochimiques assez brutales que l'on constate dans la plupart des profils, au passage entre le matériau en place et les horizons remaniés. Ceci a été montré par les déterminations spectrographiques des argiles : la montmorillonite n'apparaît ou ne se maintient pas dans les horizons remaniés des sols ferrugineux du moyen glacis et de certains sols régoliques du bas glacis alors qu'elle est le plus souvent présente en fort pourcentage dès le sommet du matériau en place sous-jacent. De plus, le fait que les horizons de concentration ferrugineuse se situent d'un façon presqu'exclusive dans les niveaux remaniés est trop systématique pour que l'on ne puisse pas retenir que le remaniement ait des causes indirectes assez spectaculaires sur la redistribution et la concentration des sesquioxydes de fer. Le prélèvement des fractions fines a pour résultat de concentrer en un niveau bien individualisé, tous les éléments grossiers et en particulier les concrétions qui peuvent être dispersés à l'origine dans une tranche plus épaisse des profils. Mais à l'origine, la remontée des matériaux profonds, riches en minéraux altérables et leur exposition aux conditions pédoclimatiques plus sévères qui règnent en surface, où d'autre part ils sont mis au contact avec les complexants organiques, présentent selon toute vraisemblance, une conjonction de facteurs très favorables au développement du concrétionnement.

Modification verticales de la granulométrie, de la structure, des propriétés hydriques, de la minéralogie, de la répartition du fer, tels sont les résultats des remaniements biologiques que l'on peut saisir le plus immédiatement dans les profils.

5 Le fer

Le fer est l'un des constituants qui donnent lieu aux plus fortes concentrations et redistributions de matière, et ceci principalement sous forme de concrétions. L'étude des variations verticales et latérales, en général très ordonnées, de la morphologie et de la composition chimique de ces éléments ferrugineux grossiers, a montré qu'ils se sont formés, sauf rares exceptions, dans les profils où ils se trouvent actuellement. L'hypothèse de leur mise en place sous forme de gravillons, issus de démantèlement de formations ferrugineuses anciennes, ne peut être retenue. De plus, la spécificité de leur morphologie en fonction de la pédogenèse des sols actuels, de même que les caractères des différentes formes des sesquioxydes de fer, indiquent que la genèse des concrétions n'est pas sensiblement déphasée par rapport à la différenciation des profils. En ce sens on ne peut guère assigner à ces concentrations ferrugineuses grossières une origine résiduelle de sols plus anciens dont les fractions plus fines auraient été érodées.

Si l'on en juge par la variation des quantités de fer concrétionné, au long de certaines toposéquences, l'hypothèse d'une accumulation latérale, après un déplacement sous forme soluble ou pseudosoluble, apparaît à priori plausible. En effet, il est fréquent de voir se situer les profils les plus riches en fer, à l'aval de sols ferrallitiques ou ferrugineux, très drainants et fournisseurs potentiels de sesquioxydes, mais à l'amont de sols riches en argile à réseau 2/1, qui peuvent faire office de barrage pour les circulations obliques. Cependant, plusieurs faits concordent pour s'opposer à ce schéma :

- l'indépendance du volume des concentrations ferrugineuses par rapport à celui des réserves potentielles de fer de l'amont;
- le développement, dans certaines séquences ,des profils les plus fortement concrétionnés, en situation dominante;
- l'absence, dans les concentrations ferrugineuses, de traits morphologiques liés à un apport latéral.

Sur les points hauts, c'est-à-dire, en dehors de possibilité d'apport latéral, le volume de sesquioxydes de fer apparaît étroitement lié à la nature du matériau originel. Quand celui-ci est très drainant et que le réseau des phyllites est non ou peu susceptible de renfermer des ions fer (kaolinite, illite), le concrétionnement est, en général, faible. Lorsque le matériau originel réalise un niveau non ou peu perméable, qu'il est constitué de phyllites susceptibles de fournir des ions fer et facilement altérables (montmorillonites ferrifères) et que la situation topographique permet un bon drainage des horizons supérieurs, le concrétionnement prend, au contraire, une grande importance. L'ensemble de ces trois dernières conditions est réalisé sur les points hauts des toposéquences assez jeunes pour que le matériau originel garde sur toute l'étendue du versant, un pourcentage important de montmorillonite. Et plus en aval, dans ces toposéquences, la quantité de fer concrétionné décroît car le confinement subsiste de plus en plus haut dans les profils, d'où le ralentissement de l'expression du fer des réseaux cristallins.

On peut donc conclure que, dans les toposéquences où les plus fortes concentrations ferrugineuses se situent assez loin à l'aval des sommets, la distribution latérale des sesquioxydes de fer dépend beaucoup plus de facteurs purement stationnels que de l'accumulation aux dépens des sols de l'amont. La condition la plus favorable au concrétionnment du fer est la « rencontre » d'un drainage assez rapide des horizons supérieurs et d'un matériau originel riche en fer pouvant être facilement redistribué. Cette condition, en dehors de toute variation lithologique, a le plus de chances d'être réalisée en situations intermédiaires sur les versants, sous l'influence de l'alternance de périodes d'engorgement et de dessiccation. Du sommet vers la base des versants, elle intéresse d'abord les matériaux ferrallitiques de profondeur, temporairement plus ou moins engorgés et mis en affleurement au cours de l'élaboration du moyen glacis et ensuite, et surtout, les matériaux plus jeunes, encore riches en phyllites ferrifères, minéraux qui s'altèrent facilement.

6 *La fraction granulométrique argileuse*

La répartition de la fraction granulométrique argileuse a été étudiée au moyen d'observations micromorphologiques et par l'établissement du bilan d'ordre géochimique. L'ensemble des résultats montre que les redistributions sont très discrètes à l'échelle des profils et pratiquement inexistantes dans la direction latérale. Seuls les horizons de concentration d'éléments grossiers de la partie supérieure des profils à kaolinite exclusive et dans une moindre mesure, de celle des profils à kaolinite et à illite, présentent des revêtements argileux. Il s'agit principalement des sols ferrallitiques, des sols ferrugineux profonds, drainés et, moins généralement, des sols ferrugineux profonds plus ou moins hydromorphes. Dans les autres grands groupes de sols, que l'on trouve plus en aval dans la toposéquence virtuelle générale, à dominance d'interstratifiés ou de montmorillonite, le plasma argileux ne présente, en pratique, aucune figure de réorganisation pouvant traduire une illuviation. La fraction argileuse dérive dans chacun des horizons de ces sols, de l'argilisation des minéraux primaires préexistants.

Toutefois, les rapports géochimiques comparés entre les horizons B et les horizons d'altération sous-jacents montrent qu'à la présence de revêtement argileux, ne correspond pas systématiquement un enrichissement en silice et en alumine totales à l'échelle de l'horizon intéressé. D'autre part, aucune relation n'existe entre la perte d'argile des horizons superficiels et le pourcentage maximum d'argile relevé en profondeur. Les revêtements argileux apparaissent donc davantage la conséquence de déplacements limités à l'horizon dans lequel on les trouve plutôt que celle d'un lessivage de la partie sus-jacente du profil.

La variation verticale du pourcentage d'argile dans les profils de tous les grands groupes de sols est, pour l'essentiel, sous la dépendance d'une part, de l'évolution des minéraux et d'autre part, de la perte de fraction fine subie pour le profil tout entier, par les horizons supérieurs. Cette perte est la conséquence de l'érosion superficielle qui affecte préférentiellement les particules les plus ténues et se transmet sur une partie assez épaisse des profils, au cours des prélèvements profonds effectués par la faune. Ceci est confirmé par l'étroite relation qui existe entre l'épaisseur de la partie remaniée et celle de l'ensemble des horizons éluviés, dans la plupart des grands groupes de sols. Seuls les sols ferrallitiques ne montrent pas cette relation, mais deux raisons semblent pourvoir justifier respectivement les écarts en plus ou en moins. Dans le cas d'une éluviation d'une partie beaucoup plus épaisse que les niveaux remaniés, on peut retenir que le temps d'évolution pour les sols ferrallitiques, qui sont très anciens, a été suffisamment long pour qu'une lente perte d'argile par percolation très profonde des eaux dans ces matériaux drainants, soit arrivée jusqu'à nos

jours, à intéresser une épaisseur supérieure à celles des horizons de remaniement biologique. Dans le cas d'une éluviation d'une partie moins épaisse que les niveaux remaniés, on peut penser que le phénomène qui vient d'être évoqué a été contrarié par la stabilité des liaisons fer-argile acquise au cours du temps et par la formation de pseudoparticules assez grosses pour s'opposer au lessivage ou à l'érosion superficielle sélective.

La liaison entretenue entre la puissance des horizons éluviés et celle de la partie remaniée est confirmée en second lieu, par la correspondance des accroissements les plus rapides du pourcentage d'argile en profondeur, avec des niveaux assez précis de la redistribution verticale par les termites, des diverses fractions plus grossières. En effet, la perte d'argile devient généralement beaucoup moins importante là, où en profondeur, le stock sableux comporte une dominance de sables grossiers. Cette dominance, qui est le résultat de la concentration progressive par les termites, s'oppose aux besoins en particules plus fines, de ces insectes.

7 Eluviation de l'argile et concrétionnement du fer

On ne peut rejeter l'hypothèse d'un auto-accroissement à la fois du concrétionnement, et de celui de l'éluviation de l'argile, lié à l'activité des termites. En effet, au cours de l'évolution d'un profil, à mesure que le concrétionnement bloque dans les particules grossières néoformées, une quantité croissante de particules fines et argileuses en particulier, les besoins inéluctables des termites conduisent ceux-ci à explorer un plus grand volume de sol, c'est-à-dire à des prélèvements plus profonds. La remontée de matériaux plus altérables qui en est la conséquence et leur exposition aux conditions de dégradation plus sévères dans les horizons superficiels entraînent alors, un nouvel apport de fer disponible pour un concrétionnement rapide et ainsi de suite. Et les concrétions nouvellement formées viennent rejoindre la concentration grossière de profondeur par le mécanisme de remontée constante de particules fines.

Cette hypothèse d'auto-accroissement est étayée par la comparaison des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux qui leur font suite sur le moyen glacis. Ces sols ferrugineux présentent, en moyenne, à la fois les profondeurs d'éluviation et de remaniement ainsi que les quantités de fer concrétionné les plus importantes. Dans les sols ferrallitiques, la stabilité des liaisons entre sesquioxydes de fer et kaolinite est plus grande. De plus les minéraux primaires susceptibles, par leur altération, d'alimenter le concrétionnement, sont rares. Ces deux facteurs se sont conjugués pour freiner à la fois le concrétionnement et l'éluviation. Il faut noter également que la redistribution du fer et son concrétionnement n'ont peut-être pas été favorisés d'une manière aussi intense par l'hydromorphie temporaire qui affecte les sols ferrugineux à profondeur souvent faible. On peut s'étonner, cependant, que les sols ferrallitiques n'aient pas été affectés dans la même mesure que les sols ferrugineux, par tous ces phénomènes au début de leur évolution. En effet, à ce stade les liaisons fer-argile n'avaient probalement pas encore acquis la stabilité qu'on leur connaît actuellement. Les minéraux altérables étaient encore abondants. D'autre part, les glacis sur lesquels ils se développaient présentaient tout aussi probablement des conditions favorables à l'hydromorphie temporaire, puisqu'ils n'avaient pas encore subi la dissection qui aboutit ultérieurement au modelé actuel du socle. Il semble que la réponse puisse être trouvée dans l'évolution de la faune. Si l'on se réfère à la paléontologie (PIVETEAU, 1953), au Quaternaire ancien, c'est-à-dire au cours de l'élaboration du haut glacis et de la genèse des sols ferrallitiques, il apparaît que les termites sociaux constructeurs de grands édifices n'avaient pas encore connu l'extension et l'activité que l'on observe actuellement. Il est donc plausible que les sols ferrallitiques (ou plutôt les sols dont les caractères sont, aujourd'hui, ferrallitiques) ont pu acquérir les propriétés physiques et chimiques qui leur permettent actuellement de mieux résister à l'éluviation et au concrétionnement, avant que l'activité des termites ne viennent exacerber directement ou indirectement l'un et l'autre de ces deux phénomènes dans les matériaux plus jeunes et plus fragiles. Dans les sols à montmorillonite ou interstratifiés dominants, qui se développent sur les bas glacis, le temps nécessaire pour l'expression du fer des silicates primaires ou secondaires a manqué. Ces remarques permettent d'expliquer que dans la toposéquence virtuelle, le concrétionnement atteint son maximum sur la section qui correspond au moyen glacis.

On peut également penser que l'élaboration du moyen glacis a correspondu à une phase climatique favorable au concrétionnement et à l'éluviation, mais les repères manquent pour retenir une telle explication.

8 *Dynamique des matériaux à l'échelle des toposéquences*

Il ressort de la convergence des résultats, que tous les sols du socle, en quelque situation topographique qu'ils soient, sont, pour l'essentiel, sinon pour la totalié du bilan de la pédogenèse, caractérisés par des exportations de matière.

— Dans les zones d'altération, ces mouvements de matières n'apparaissent pouvoir s'effectuer que par dissolution. Les produits dissous ont été entraînés soit d'abord verticalement jusqu'à des niveaux de la roche-mère en voie d'altération, inaccessibles à l'investigation, puis latéralement par les nappes profondes, soit selon un parcours immédiatement latéral, mais tout ceci sans avoir donné lieu à une accumulation sensible dans le paysage.

— Dans la partie supérieure des profils, où se sont formés les horizons A et B, l'évacuation des produits dissous n'est pas totale puisque le concrétionnement bloque une grande partie du fer libéré des minéraux primaires. De plus ce dernier phénomène aboutit à des particules assez grossières pour résister fortement à l'érosion mécanique. Toujours en ce qui concerne le fer, si les preuves formelles apparaissent difficiles à réunir pour retenir partout l'hypothèse d'une accumulation autochtone à l'échelle du profil, du moins, aucun indice d'accumulation par circulation oblique, n'existe.

Il n'en reste pas moins qu'à l'évacuation totale des produits dissous, excepté pour une importante partie du fer, s'est ajoutée, dans ces horizons supérieurs, sous l'action de la faune, l'exportation verticale vers la surface des sols, d'une grande quantité de matière sous forme solide et de particules fines. Le sort de ces matériaux dépend finalement de l'érosion superficielle sélective. Mais comme il a déjà été souligné, celle-ci a été jusqu'à nos jours, suffisamment compétente pour que la pellicule en transit vers les axes de drainage ne se marque pas dans la composition des profils à la surface desquels elle s'est déplacée.

Il faut remarquer que cette érosion s'exerce indifféremment de la minéralogie et de la composition des particules. C'est pourquoi il apparaît illusoire de s'attacher à un bilan géochimique des sols. Il en est ainsi en particulier pour le fer qui, concrétionné, subit une accumulation relative sur place, par départ de tous les constituants sous forme de particules fines, y compris les plus résistants à l'altération et à la dissolution, comme le quartz, les minéraux titanifères et la plupart des minéraux lourds, sur lesquels les calculs de bilan sont généralement fondés.

A cette tendance à l'exportation totale, hors du paysage, des matériaux apportés en surface par la faune et sur lesquels l'érosion peut s'exercer, les exceptions sont très limitées. Ces dernières concernent surtout l'argile dont un faible pourcentage semble pouvoir être réincorporé aux profils les mieux drainés par percolation verticale des eaux d'infiltration. Elles concernent également, d'une façon vraisemblable, le fer qui, dans les conditions pédoclimatiques de surface, s'est libéré du réseau de silicates ou dissocié de leur surface, à laquelle il était lié sous forme d'hydroxydes. Cet élément a pu, ensuite, être entraîné verticalement, sous forme réduite, chélatée ou complexée, pour venir alimenter les concentrations de profondeur. Une autre exception à l'exportation hors du paysage est réalisée par les atterrissements très localisés, dans les fonds de vallées ou de talwegs, de matériaux colluviaux ou alluviaux.

⁂

En résumé, la pédogenèse sur le socle granito-gneissique s'est caractérisée d'une manière presqu'exclusive, par des différenciations dépendantes de mouvements verticaux de matière. Dans ces mouvements la part de l'activité de la faune du sol et des termites en particulier, apparaît très importante. Les liens génétiques entre les différents termes des toposéquences semblent inexistants. Si au départ, la nature de la roche-mère est primordiale, son influence est, par la suite progressivement estompée par l'effet cumulatif de la durée d'évolution des sols, variable selon les différentes unités géomorphologiques qui composent le paysage et se retrouvent souvent associées, sur un même versant.

Bibliographie

AICARD (P.), 1957. — Les terrains précambriens du Togo et leur extension vers le Nord-Est. — *Mém. Dir. Mines et Géol., Minist. Mines,* République du Togo, 221 p.

AUBERT (G.), 1946. — Observations sur les sols de l'Anjou. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 221, pp. 755-757.

AUBERT (G.), 1954. — La classification des sols utilisée dans les territoires tropicaux de l'Union Française. — *C.R. 2e Conf. Interafric. Sols, C.C.T.A.,* Léopoldville, vol. II, pp. 705-708.

AUBERT (G.), 1961. — Influence des divers types de végétation sur les caractères et l'évolution des sols en régions équatoriales et subéquatoriales ainsi que sur leurs bordures semi-humides. — *In* Sols et Végétations des régions tropicales. Travaux du Colloque d'Abidjan, 1959. U.N.E.S.C.O., Recherches sur la zone tropicale humide, Paris 1961, pp. 41-47.

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'O.R.S.T.O.M. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.,* III, 3, pp. 269-288.

AUBERT (G.), HENIN (S.), 1945. — Relation entre le drainage, la température et l'évolution des sols. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* t. 220, pp. 330-332.

AUBERT (G.), SEGALEN (P.), 1966. — Projet de classification des sols ferrallitiques. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.,* IV, 4, pp. 97-112.

AUBREVILLE (A.), 1947. — Erosion et « bovalisation » en Afrique Noire Française. — *L'Agron. Trop.,* II, 7-8, pp. 339-357.

AUBREVILLE (A.), 1948. — Ancienneté de la destruction de la couverture forestière primitive de l'Afrique tropicale. — *Bull. Agric. Congo Belge,* 1949, XL, n° 2, pp. 1347-1352.

AUBREVILLE (A.), 1949. — Climats, forêts et désertifications de l'Afrique tropicale. — Société d'Editions Géographiques, Maritimes et Coloniales, 351 p.

AUBREVILLE (A.), 1962. — Savanisation tropicale et glaciations quaternaires. — *Adansonia,* t. II, fasc. 1, pp. 233-237.

AUDRY (P.), 1967. — Observations sur le régime hydrique comparé d'un sol ferrugineux tropical faiblement lessivé sous savane et sous culture (arachide et pénicillaire). — Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 26 p. *multigr.*

AUDRY (P.), POISOT (P.), 1966. — Carte pédologique de reconnaissance au 1/200 000 de la République du Tchad. Feuille Niellim. — Centre O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 131 p., *multigr.*

AVENARD (J.M.), 1969. — Réflexions sur l'état de la recherche concernant les problèmes posés par les contacts forêt-savane. Essai de mise au point et de bibliographie. — *Initiations et Documents Techniques de l'O.R.S.T.O.M.,* n° 14, Paris, 154 p.

BACHELIER (G.), 1969. — Notice technique : Coloration du fer ferreux dans les profils pédologiques. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VII, 2, pp. 283-286.

BACHELIER (G.), CURIS (M.), MARTIN (D.), 1957. — Les sols de savane du Sud-Cameroun. — *Bull. Inst. Et. Centrafr.*, 13-14, pp. 7-26.

BARSHAD (I.), 1957. — Factors affecting clay formation. Clays and clay minerals. — Proc. 6th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals, Berkeley, pp. 110-132.

BAULIG (H.), 1952. — Surfaces d'aplanissement (1er article). — *Ann. Geogr.*, LXIe année, mai-juin 1952, pp. 161-183.

BAULIG (H.), 1956. — Pénéplaines et pédiplaines. — *Bull. Soc. Belge Et. Géogr.*, t. XXV, n° 1, pp. 25-58.

BEAUDOU (A.G.), 1972. — Expression micromorphologique de la microagrégation et de l'illuviation dans certains horizons de sols ferrallitiques centrafricains et dans les sols hydromorphes associés. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, X, 4. pp. 357-372.

BIDWELL (O.W.), GIER (D.A.), CIPRA (J.E.), 1968. — Ferromanganese pedotubules on roots of Bromus inermis and *Andropogon gerardii*. — 9e Cong. Intern. Sci. Sol, Adelaïde, vol. IV, pp. 683-692.

BIROT (P.), 1965. — Geographie physique de la zone intertropicale (à l'exclusion des régions arides et semi-arides. — C.D.U., Paris, 287 p.

BIROT (Y.), GALABERT (J.), 1970. — Bioclimatologie et dynamique de l'eau dans une plantation d'eucalyptus. — C.T.F.T., Haute-Volta, 48 p., *multigr.*

BISWAS (T.D.), NARAYANA (M.R.), VASUDEVA RAO (A.E.), 1966. — Characteristics of catenary soils on granite-gneiss parent rock in the Kurnool District of Andhra Pradesh. — *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 14, 3, pp. 183-195.

BLOT (A.), LEPRUN (J.C.), 1973. — Influence de deux roches-mères de composition voisine sur les altérations et les sols. Un exemple sur le socle cristallin au Sénégal oriental. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, V, 1, pp. 45-57.

BLUME (H.P.), 1964. — Zum mechanismus der tonverlagerung. — 8e Congr. Intern. Sci. Sol., Bucarest, vol. V, pp. 715-722.

BLÜMEL (F.), 1962. — Formen der eisenoxydhydrat - auscheidungen in gleyen und pseudogleyen. — *Z. Pfl. Ernähr. Dung. Bodenk.*, Band 98, Heft 3, pp. 258-264.

BOCQUIER (G.), 1964. — Présence et caractères de solonetz solodisés tropicaux dans le bassin tchadien. — C.R. 8e Congr. Intern. Sci. Sol., Bucarest, 1964, vol. V, pp. 687-693.

BOCQUIER (G.), 1967. — Introduction à quelques problèmes relatifs au lessivage dans les sols ferrugineux tropicaux. — O.R.S.T.O.M., Bondy, 8 p. *multigr.*

BOCQUIER (G.), 1971. — Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. — Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. O.R.S.T.O.M.* n° 62, Paris, 1973, 342 p.

BODMAN (G.B.), HARRADINE (E.F.), 1938. — Mean effective pore size and clay migration during water percolation in soils. — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 3, pp. 44-51.

BODOT (P.), 1967. — Etude écologique des termites des savanes de basse Côte d'Ivoire. — *Insectes Sociaux*, XIV, 3, pp. 229-258.

BOULET (R.), 1970. — La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VIII, 3, pp. 245-271.

BOULET (R.), 1972. — Modalités d'action du lessivage dans les sols tropicaux développés sur granites (Haute-Volta). Etude micromorphologique. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, X, 4, pp. 321-341.

BOULET (R.), 1974. — Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta : équilibres dynamiques et bioclimats — — Thèse Sci., Strasbourg, 330 p. *multigr.*

BOULVERT (Y.), 1968. — Quelques aspects de l'influence de la topographie et du matériau originel sur la répartition des sols ferrallitiques, sols ferrugineux tropicaux et vertisols dans la région de Bossangoa au Nord-Ouest de la République Centrafricaine. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VI, 3-4, pp. 259-275.

BOURGEAT (F.), PETIT (M.), 1966. — Les « stones-lines » et les terrasses alluviales des hautes terres malgaches. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, IV, 2, pp. 3-19.

BOYE (M.), 1960. — Morphométrie des galets en Guyane française. — *Rev. Géomorph. dyn.*, XI, 1-2-3, pp. 13-27.

BOYER (Ph.), 1973. — Action des termites constructeurs sur l'évolution des sols tropicaux, 1re partie. — *Ann. Sci. Nat. Zool. Biol. Anim.*, 12e sér., t. 15, Masson édit., Paris, pp. 329-498.

BRAMLETTE (M.N.), 1929. — Natural etching of detrital garnet. — *J. Miner. Soc. Amer.*, 14, pp. 336-337.

BRAMMER (H.), de ENDREDY (A.S.), 1954. — The tropical black earths of the Gold Coast and their associated vlei soils. — Congr. Intern. Sci. Sol, Léopoldville, vol. IV, pp. 70-76.

BREWER (R.), 1956. — Optically oriented clays in thin sections of soils. — 6e Congr. Intern. Sci. Sol, Paris, vol. B, pp. 21-25.

BREWER (R.), 1960. — Cutans : their definition, recognition and interpretation. — *J. Soil. Sci.*, 11, 2, pp. 280-291.

BREWER (R.), 1964. — Fabric and mineral analysis of soils. — J. Wiley and Sons, New York, London, Sydney, 470 p.

BREWER (R.), 1968. — Clay illuviation as a factor in particle-size differenciation in soil profiles. — 9e Congr. Intern. Sci. Sol, Adelaïde, vol. IV, pp. 489-499.

BREWER (R.), HALDANE (A.D.), 1957. — Preliminary experiments in the development of clay orientation in soils. — *Soil Sci.*, 84, 4, pp. 301-310.

BREWER (R.), SLEEMAN (J.R.), 1969. — The arrengement of constituants in quaternary soils. — *Soil Sci.*, 107, 6, pp. 435-441.

BRINCKMAN (R.), 1969. — Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. — Geoderma, 3, pp. 199-206.

BROWN (I.C.), DROSDOFF (M.), 1940. — Chemical and physical properties of soils and their colloïds developed from granitic materials in the Mojave desert. — *J. Agric. Res.*, 61, pp. 335-352.

BRÜCKNER (W.), 1955. — The mantle rock (« laterite ») of the Gold Coast and its origin. — *Geol. Rundschau*, 43, 2, pp. 307-327.

BURNHAM (C.P.), 1964. — The occurrence of eluviated clay in soils of Central England. — 8e Congr. Intern. Sci. Sol, Bucarest, vol. III, pp. 1303-1310.

BURRIDGE (J.C.), AHN (P.M.), 1965. — A spectrographic survey of representative Ghana forest soils. — *J. Soil Sci.*, 16, 2, pp. 296-308.

CADY (J.G.), 1950. — Rock weathering and soil formation in the North Carolina piedmont region. — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 15, pp. 337-342.

CAILLEUX (A.), TRICART (J.), 1959. — Initiation à l'étude des sables et des galets, t. 1, C.D.U., Paris, 376 p.

CARROLL (D.), 1953. — Wheatherability of zircon. — *J. Sed. Petrol.* 23, 2, pp 106-116.

CHARREAU (C.), 1961. — Dynamique de l'eau dans deux sols du Sénégal. — I.R.A.T., C.R.A. de Bambey, 43 p. *multigr.*

CHAUVEL (A.), 1972. — Observation micromorphologique de la partie supérieure des sols rouges ferrallitiques de Casamance (Sénégal). Essai d'interprétation de la dynamique actuelle sous couvert forestier. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, X, 4, pp. 343-356.

COLLINET (J.), 1969. — Contribution à l'étude des « stones lines » dans la région du Moyen Ogooué (Gabon). — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, vol. VII, n° 1, pp. 3-42.

COMMISSION DE PÉDOLOGIE ET DE CARTOGRAPHIE DES SOLS, 1967. — Classification des sols, édition 1967, 96 p. *multigr.*

COTTON (C.A.), 1961. — The theory of savanna planation. — Geography, XLVI, pp. 89-101.

CURTISS (L.F.), DOORNKAMP (J.C.), GREGORY (R.J.), 1965. — The description of relief in field studies of soils. — *J. Soil Sci.*, 16, 1, pp. 16-29.

DABIN (B.), LENEUF (N.), 1956-1958. — Etude de l'érosion et du ruissellement en basse Côte d'Ivoire (Premiers résultats mai 1956 - mai 1958). — O.R.S.T.O.M., *Annuaire hydrologique de la France d'Outre-Mer*, année 1956, pp. 27-34.

DE BOISSEZON (P.), 1973. — Les sols ferrallitiques. Tome IV : La matière organique et la vie dans les sols ferrallitiques. — *Initiations - Documentations Techniques* n° 21, O.R.S.T.O.M., Paris, pp. 9-66.

DE CRAENE (A.), 1954. — Les sols de pédimentation ou les sols à « stone line » du Nord-Est du Congo Belge. — 2e Congr. Intern. Sci. Sol, Léopoldville, vol. IV, pp. 451-460.

DE CRAENE (A.), 1956. — La signification pédologique de la « stone line » et ses relations avec la géomorphologie. L'« encroûtement quartzeux ». — 6e Congr. Intern. Sci. Sol, Paris, vol. A, pp. 134.

DE CRAENE (A.), SOROTCHINSKY (C.), 1954. — Essai d'interprétation nouvelle de la genèse de certains types de « stone line ». Conf. Interafr. Sols, 2, 1954, Léopoldville, vol. I, pp. 453-456.

DE HEINZELIN (J.), 1952. — Sols paléosols et désertifications anciennes dans le secteur nord-oriental du bassin du Congo. — I.N.E.A.C., Bruxelles, 172 p.

DE HEINZELIN (J.), 1955. — Observations sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. — *Publ. I.N.E.A.C., sér. Sci.*, n° 64, Bruxelles, 37 p.

DELHUMEAU (M.), 1969. — Etude des sols de la région de Mouila en relation avec l'évolution karstique du schisto-calcaire de la Nyanga. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, vol. VII, n° 3, pp. 417-434.

DELVIGNE (J.), GRANDIN (G.), 1969. — Etude des cycles morphogénétiques et tentative de chronologie paléoclimatique dans la région granitique de Toumodi (Côte d'Ivoire). — *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 269, n° 15, pp. 1372-1375.

DE MARTONNE (E.), BIROT (P.), 1944. — Sur l'évolution des versants en climat tropical humide. — *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 218, pp. 529-532.

DE PLOEY (J.), 1964. — Nappes de gravats et couvertures argilo-sableuses au Bas-Congo; leur genèse et l'action des termites. In : Etudes sur les Termites Africains (Colloque international 1964) Université de Lovanium, Léopoldville), ed. par A. Bouillon, ed. de l'Université, Léopoldville, pp. 399-414.

DERRUAU (M.), 1962. — Précis de Géomorphologie, 3e édit. — Masson édit., Paris, 413 p.

DE SWARDT (A.M.J.), 1964. — Latéritisation and landscape developments in parts of equatorial Africa. — *Z. Geomorphol.*, Band. 8, Heft 3, pp. 313-333.

D'HOORE (J.), 1954. — L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. I.N.E.A.C. *Publ. sér. Sci.*, 62, Bruxelles, 132 p.

D'HOORE (J.), FRIPIAT (J.J.), GASTUCHE (M.C.), 1954. — Les argiles tropicales et leur oxyde de fer de recouvrement. — 2e Congr. Intern. Sci. Sol, Léopoldville, vol. I, pp. 250-257.

DIJKERMAN (J.C.), CLINE (M.W.), OLSON (G.N.), 1967. — Properties and genesis of textural subsoil lamellae. — *Soil Sci.*, 104, 1, pp. 7-16.

DRECH (J.), 1952. — Dépôts superficiels et relief du sol au Dahomey septentrional. — *C. R. Acad. Paris*, t. 234, pp. 1566-1568.

DROSDOFF (M.), NIKIFOROFF (C.C.), 1940. — Iron-manganese concretions in Dayton soils. — *Soil Sci.*, 49, pp. 333-345.

DRYDEN (L.), DRYDEN (C.), 1946. — Comparative rates of wheatherubg if some heavy minerals. — *J. Sed. Petrol.*, 16, 3, pp. 91-96.

DUCHAUFOUR (Ph.), 1951. — Lessivage et podzolisation. — *Rev. Forest. Franç.*, 10, pp. 647-652.

DUCHAUFOUR (Ph.), 1972. — Processus de formation des sols. Biochimie et Géochimie. — Centre de Pédologie du C.N.R.S., Nancy I, C.R.D.P., 182 p.

DUCHAUFOUR (Ph.), LELONG (F.), 1967. — Entraînement ou destruction d'argile dans les horizons éluviaux des sols lessivés. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 264, pp. 2884-2887.

FAUCK (R.), 1961. — Etude des sols de la région d'Agonvy (Terre de barre du Sud-Est Dahomey), 2e partie : la Pédogenèse, Mission O.R.S.T.O.M. au Dahomey, Cotonou; 114 p., *multigr.*

FAUCK (R.), 1963. — Le sous-groupe des sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions. — *Sols Africains*, VIII, 3, pp. 383-405.

FAUCK (R.), 1964. — Les sols rouges faiblement ferrallitiques d'Afrique Occidentale. — 8e congr. Intern. Sci. Sol, Bucarest, vol. V, pp. 547-557.

FAUCK (R.), 1971. — Contribution à l'étude des sols des régions tropicales : les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique Occidentale. — Thèse Sci., Strasbourg, *Mém. O.R.S.T.O.M. n° 61*, Paris, 1972, 257 p.

FAURE (H.), 1966. — Evolution des grands lacs sahariens à l'Holocène. — *Quaternaria*, vol. VIII, pp. 167-175.

FENSKE (P.R.), 1964. — The origin and significance of concretions. — *Dissert. Abstr.*, XXV, 1, pp. 408-409.

FOLLET (E.A.C.), 1965. — The retention of amorphous colloïdal « ferric hydroxide » by kaolinites. — *J. Soil. Sci.*, 16, 2, pp. 334-340.

FÖLSTER (H.), 1964. — Die pedisedimente der südsudanischen pediplane. Herkunft und bodenbildung. — *Pédologie*, Gand, XIV, 1, pp. 64-84.

FÖLSTER (H.), LADEINDE (T.A.O.), 1967. — The influence of stratification and age of pedisediments on the clay distribution in ferruginous tropical soils. — *Pédologie, Gand*, XVII, 2, pp. 212-231.

FÖLSTER (R.), MOSHERFI (N.), OJENUGA (A.G.), 1971. — Ferrallitic pedogenesis on metamorphic rocks, S-W. Nigeria. — *Pedologie*, Gand, XXI, 1, pp. 95-124.

FOURNIER (F.), 1956. — Les formes et types d'érosion du sol par l'eau en Afrique Ooccidentale Française. — Extrait Procès Verb. Séance du 29 février 1956 de l'Acad. Agric. de France, 7 p.

FREI (E.), CLINE (M.G.), 1949. — Profile studies of normal soils of New-York. II Micromorphological studies of the grey — brown podzolic — brown podzolic soil sequence. — *Soil Sci.*, 4, pp. 333-344.

FRIPIAT (J.J.), GASTUCHE (M.C.), 1952. — Etudes physico-chimiques des surfaces des argiles. Les combinaisons de la kaolinite avec les oxydes de fer trivalent. — Publ. I.N.E.A.C., n° 54, 60 p.

GASTUCHE (M.C.), 1953. — La combinaison de la kaolinite avec les oxydes de fer trivalent. — *Pédologie*, Gand, III, pp. 20-29.

GAWANDE (S.P.), BISWAS (T.D.), 1967. — Studies in genesis of catenary soils on sedimentary formation in Chatisgarh Basin of Madhya Pradesh. III Chemical composition of the soils and their clay fraction. — *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 15, 2, pp. 111-118.

GENNART (M.), KURBANOVIC (M.), NANSON (A.), MANIL (G.), 1961. — Contribution micromorphologique à l'étude de la biodynamique des sols forestiers équatoriaux. — *Pédologie*, Gand, 1961 - 1, pp. 110-121.

GOLDICH (S.S.), 1938. — A study in rock weathering. — *J. Geol.*, 46, pp. 17-58.

GOODLAND (R.J.A.), 1965. — A termitaria in a savanna ecosystem. — *Can. J. Ecol.*, 43, pp. 641-650.

GORBUNOV (N.I.), 1961. — Movement of colloïdal and clay particles in soil. — *Sov. Soil Sci.*, 7, pp. 712-724.

GORBUNOV (V.V.), 1969. — Genesis and transformation of minerals in soils. — *Sov. Soil Sci.*, 2, pp. 201-213.

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., Paris*, sér. D, t. 269, n° 16, pp. 1474-1477.

GRANT (N.K.), 1969. — The late precambrian to early paleozoic pan-african orogeny in Ghana, Togo, Dahomey, and Nigeria. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1, pp. 45-55.

GRASSE (P.), NOIROT (C.), 1959. — Rapport des termites avec les sols tropicaux. — *Rev. Géomorph. Dyn.*, X, 1-2 et 3-4, pp. 35-40.

GREENLAND (D.J.), DADES (J.M.), 1968. — Iron hydroxides and clay surfaces. — 9e Congr. Intern. Sci. Sol, Adelaïde, vol. I, pp. 657-668.

HALLSWORTH (E.G.), 1963. — An examination of some factors affecting the movement of clays in a artificial soil. — *J. Soil Sci.*, 14, 2, pp. 360-371.

HARRIS (W.V.), 1971. — Termites, their recognition and control. — 2d ed., Longman group Ltd ed., 186 p.

HENIN (S.), GODARD (M.), 1944. — Relation entre l'évaporation, la température et l'indice d'aridité. — *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 219, pp. 559-560.

HENIN (S.), TERNISIEN (J.), 1944. — Sur une relation entre la pluviosité, le drainage et l'évaporation. — *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 219, pp. 80-82.

HERVIEU (J.), 1966. — Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical. Les facteurs de la sédimentation continentale. - Les produits de l'érosion. - Les sols alluviaux sur le versant occidental de Madagascar. — Thèse Sci., Paris; *Mém. O.R.S.T.O.M. n° 24*, Paris 1968, 464 p.

HESSE (P.R.), 1955. — A chemical and physical study of the soils of termite mounds in East Africa. — *J. Ecol.*, 43, pp. 449-460.

HILTON (T.E.), 1963. — The geomorphology of North Eastern Ghana. — *Z. Geomorphol., Band 7*, Heft 4, pp. 307-325.

HOLMES (J.W.), STACE (H.C.T.), 1968. — On the domed structure and anisotropy of the B horizon of a solodized solonetz. — *Austral. J. Soil Res.*, 6, pp. 149-157.

HUMBEL (F.X.), 1968. — Contribution à l'étude des sols à horizons caillouteux du Nord-Cameroun. — Centre O.R.S.T.O.M. de Yaoundé, Cameroun, 55 p., *multigr.*

KALOGA (B.), 1966. — Etude pédologique des bassins versants des Volta blanche et rouge. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, IV, 1, pp. 23-61.

KARPOFF (A.M.), 1973. — Géochimie de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. — Thèse 3e cycle, Sci., Strasbourg, 70 p., *multigr.*

KING (L.C.), 1949. — A theory of bornhardts. — *Geogr. J.*, vol. CXII, pp. 83-87.

KING (L.C.), 1962, 1967. — The morphology of the earth. A study and synthesis of world scenery. — Oliver and Boyd, Edimburg, London, 1ere édit., 699 p., 2e édit., 726 p.

KING (L.C.), 1963. — South African Scenery, 3d ed., Oliver and Boyd édit., Edimburgh, London, XXVI, 308 p.

KOURIATCHY (N.), 1934. — La carte géologique du Territoire du Togo placé sous le mandat de la France (Esquisse géologique du Togo). — Chronique des Mines coloniales, t. XXIV.

LAMOUROUX (M.), 1971. — Etude de sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse fersiallitique au Liban. — Thèse Sci. Strasbourg. *Mém. O.R.S.T.O.M., n° 56*, Paris, 1972, 266 p.

LAPORTE (G.), 1962. — Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée COMILOG, I.R.S.C. : MC 119, Brazzaville, 149 p., *multigr.*

LARUELLE (J.), 1961. — Les grandes catenas au parc national de la Kagera (Ruanda). Note préliminaire. *Pédologie*, Gand, XI, 1, pp. 158-214.

LEE (K.E.), WOOD (T.G.), 1971. — Termites and soils. — C.S.I.R.O., Adelaïde, Aust., Academic Press ed., London, New-York, 251 p.

LEMEE (G.), 1961. — Effets des caractères du sol sur la végétation en zones équatoriale et tropicale humide. — *In* Sols et Végétation des Régions Tropicales. Travaux du Colloque d'Abidjan de 1959. U.N.E.S.C.O., Recherches sur la zone tropicale humide, Paris, pp. 25-39.

LENEUF (N.), 1959. — l'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui sont dérivés. — Thèse Sci., Paris, Publ. O.R.S.T.O.M., 210 p.

LENEUF (N.), 1964. — Les éléments «hérités» dans la pédogenèse des régions tropicales. — 8e Congr. Intern. Sci. Sol, Bucarest, vol. V, pp. 583-589.

LEPAGE (M.), MOREL (G.), RESPLENDINO (C.), 1974. — Découverte de galeries de termites atteignant la nappe phréatique profonde dans le nord du Sénégal. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 278, D, 14, pp. 1855-1858.

LEPRUN (J.C.), 1972. — Cuirasses ferrugineuses autochtones et madelé des bas reliefs des pays cristallins de Haute-Volta orientale. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 275 D, 12, pp. 1207-1210.

LEPRUN (J.C.), MOREAU (R.), 1969. — Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Nord-Ouest. Notice de la carte au *1/500 000*. — Centre O.R.S.T.O.M., Dakar, 341 p., *multigr.*

LEVEQUE (A.), 1969. — Les principaux événements géomorphologiques et les sols sur le socle granito-gneissique au Togo. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VII, 2, pp. 203-224.

LEVEQUE (A.), 1970. — L'origine des concrétions ferrugineuses dans les sols du socle granito-gneissique au Togo. Approche du problème. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VIII, 3, pp. 342-345.

LEVEQUE (A.), 1973. — Les sols du Togo. Cartographie de reconnaissance au 1/200 000. Le socle granito-gneissique. Région nord du 7e parallèle. Centre O.R.S.T.O.M., Lomé, 159 p., *multigr.*

MAC CALEB (S.B.), 1953. — Profile studies of normal soils of New-York. IV Mineralogical properties of the grey — brown — brown podzolic soil sequence. — *Soil Sci.*, 77, 4, pp. 319-333.

MAIGNIEN (R.), 1958. — Le cuirassement des sols en Guinée. Afrique Occidentale. Thèse Sci. Strasbourg, *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, n° 16, Strasbourg, 239 p.

MAIGNIEN (R.), 1964. — Les sols ferrugineux tropicaux. — 8e Congr. Intern. Sci. Sol, Burarest, vol. V, pp. 569-575.

MAIGNIEN (R.), 1966. — Compte-rendu de recherches sur les latérites. — U.N.E.S.C.O., Collection des Recherches sur les Ressources Naturelles, n° IV, 155 p.

MAIGNIEN (R.), 1968. — Les sols ferrugineux. Unités pédogénétiques. — Centre O.R.S.T.O.M. de Yaoundé, 34 p., *multigr.*

MALDAGUE (M.E.), 1964. — Importance des populations de termites dans les sols équatoriaux. — 8e Congr. Intern. Sci. Sol, Bucarest, vol. III, pp. 743-752.

MARAIS (E.), 1950. — Mœurs et coutumes des termites. — Payot ed., Paris, 196 p.

MARESCAUX (G.), 1973. — Observations sur des roches silico-ferrugineuses du Togo central et du Dahomey septentrional. — *Z Geomorphol., Band* 17, Heft 2, pp. 185-193.

MARSHALL (C.E.), HASEMAN (J.F.), 1942. — The quantitative evaluation of soil formation and development by heavy minerals studies. — *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 7, pp. 448-453.

MARTIN (D.), 1968. — Importance de l'hydromorphie superficielle dans certains sols intertropicaux d'Afrique. — Centre O.R.S.T.O.M. de Yaoundé, 7 p., *multigr.*

MARTIN (D.), 1969. — Les sols hydromorphes à pseudo-gley lithomorphes du Nord-Cameroun, 1ere et 2e parties. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.* VII, 2, pp. 237-279 et VII, 3, pp. 311-343.

MENSBRUGE (C. de la), BERGEROO-CAMPAGNE (B.), 1958. — Rapports sur les résultats obtenus dans les parcelles d'expériences sur les feux de brousse en Côte d'Ivoire. — 2e Conf. Forest. Intern. Afric., C.S.A./C.C.T.A., publ. n° 43, pp. 659-671.

MEYER (A.), 1960. — Résultats agronomiques d'un essai de nivellement des termitières réalisé dans la Cuvette Centrale Congolaise. — *Bull. Agr. Congo Belge*, 51, pp. 1047-1059.

MICHEL (P.), 1959. — L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. — *Rev. Géomorph. Dyn.*, X, 5-6 à 11-12, pp. 117-143.

MICHEL (P.), 1968. — Genèse et évolution de la vallée du Sénégal, de Bakel à l'embouchure (Afrique occidentale). — *Z. Geomorphol., Band.* 12, Heft 3, pp. 318-349.

MICHEL (P.), 1969. — Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. — Thèse lettres. Strasbourg, 1168 p.

MILLOT (G.), 1964. — Géologie des argiles. — Masson édit., Paris, 499 p.

MILNE (G.), 1935. — Some suggested units of classification and mapping, particularly for East African soils. — *Soil Res.*, 4, pp. 183-198.

MOSS (R.R.), 1965. — The distribution of elements of the iron family in gleyed and concretionnary material in a New-Zealand yellow-grey earth. — *N.Z. J. Sci.*, 8, pp. 88-92.

MÜCKENHAUSEN (E.), 1962. — The soil classification system of the Federal Republic of Germany. — Trans. Joint Meet. Comm. IV and V, Intern. *Soc. Soil Sci. New-Zealand*, 1962, pp. 377-387.

MÜCKENHAUSEN (E.), 1963. — Le pseudo-gley. — *Sci. du Sol*, 1963 - 1, pp. 21-29.

MULLER (J.P.), 1970. — Contribution à l'étude du phénomène d'appauvrissement. Etude morphologique et typologique des sols appauvris en argile du Gabon. Nomenclature et classification. — Centre O.R.S.T.O.M. de Libreville, 141 p., *mutigr.*

MULLER (J.P.), 1972. — Etude macromorphologique des sols ferrallitiques appauvris en argile du Gabon. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, X, 1, pp. 77-93.

NETTLETON (W.D.), FLASCH (K.W.), BRASHER (B.R.), 1969. — Argillic horizons without clay skins. — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, pp. 121-125.

NGUYEN KHA, DUCHAUFOUR (Ph.), 1969. — Note sur l'état du fer dans les sols hydromorphes. — *Science du sol*, 1969 - 1, pp. 97-110.

NYE (P.H.), 1954. — Some soil-forming processes in the humid tropics. I. A field study of a catena in the West African forest. — *J. Soil Sci.*, 5, 1, pp. 7-21.

NYE (P.H.), 1955 - a. — Some soil-forming processes in the humide tropics. II. The development of the upper-slope members of the catena. — *J. Soil Sci.*, 6, 1, pp. 51-62.

NYE (P.H.), 1955 - b. — Some soil-forming processes in the humid tropics. III. Laboratories studies on the development of a typical catena over granitic gneiss . — *J. Soil Sci.*, 6, 1, pp. 63-72.

NYE (P.H.), 1955 - c. — Some soil-forming processes in the humid tropics. IV. The action of the soil fauna. — *J. Soil Sci.*, 6, 1, pp. 73-83.

OBENG (H.B.), QUAGRAINE (K.A.), 1960. — Characteristics of some latosols and associated soils from the North-western savanna zone of Ghana. — 7e Congr. Intern. Sci. Sol, Madison, vol. IV, pp. 251-260.

OERTEL (A.C.), 1968. — Some observations incompatible with clay illuviation. — 9e Congr. Intern. Sci. Sol, Adelaïde, vol. IV, pp. 481-488.

OLLIER (C.D.), 1959. — A two-cycle theory of tropical pedology. — *J. Soil Sci.*, 10, 2, pp. 137-148.

PAQUET (H.), 1969. — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats *méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées*. — Thèse Sci., Strasbourg, 348 p.., *multigr.*

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, 14, 4, pp. 111-128.

PEDRO (G.), 1958. — Etude par voie expérimentale du processus de formation d'éléments fins par altération des roches à l'aide d'eau pure. — *Bull. Gr. Fr. Argiles*, X, Nouvelle sér., n° 5, pp. 45-59.

PEDRO (G.), MELFI (A.J.), 1970. — Recherches expérimentales sur le comportement des hydrates ferriques et des constituants silico-ferriques amorphes en milieu lessivé. Influence de la présence de silice dans les solutions d'altération sur le développement des phénomènes évolutifs. — *Pédologie*, Gand, 1970-1, pp. 5-33.

PERRAUD (A.), 1971. — Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire. Les sols. — *Mém. O.R.S.T.O.M.* n° 50, Paris, pp. 269-391.

PETTIJOHN (F.J.), 1941. — Persistance of heavy minerals and geologic age. — *J. Geol.*, 49, pp. 610-625.

PETTIJOHN (F.J.), 1957. — Sedimentary rocks. — Harper and Brothers, New-York, 2e édition, 718 p.

PIAS (J.), 1968. — Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui qui en dérivent. — Thèse Fac. Sci., Paris; *Mém. O.R.S.T.O.M.*, n° 43, Paris, 1970, 407 p.

PIVETEAU (J.), 1953. — Traité de Paléontologie, tome III, pp. 461-462. Masson, Paris.

PUGH (J.C.), 1954. — High level surfaces in the Eastern Higblands of Nigeria. — *South Afric. Geogr. Journ.*, vol. 36, pp. 31-42.

RATCLIFFE (F.N.), GREAVES (T.), 1940. — The subterranean foraging galleries of Coptotermes lacteus (Frogg.). — *J. Coun. Sci. Ind. Res. Austr.* 13, pp. 150-161.

REICHE, PARRY, 1950. — A survey of weathering processes and products. — *New-Mexico Univers. Publ. in Géol.*, n° 3, 95 p.

RIOU (G.), 1965. — Note sur les sols complexes des savanes préforestières en Côte d'Ivoire. *Ann. Univ. Abidjan, Lettres Sci. Hum.*, 1, pp. 17-35.

RIQUIER (J.), 1969. — Contribution à l'étude des « stones-lines » en régions tropicale et équatoriale. — *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Pédol., VII, 1, pp. 73-110.

RIVIERE (A.), 1953. — Méthode d'interprétation de la granulométrie des sédiments meubles. — *Rev. Inst. fr. Pétrole*, numéro spéc., pp. 102-107.

RIVIERE (A.), 1967. — Méthodes granulométriques en Géologie. — Mises à jour Sci., t. 2, n° 3, Gauthier-Villars, pp. 243-262.

RODE (A.A.), 1964. — Podzolisation and lessivage. — *Sov. Soil. Sci.*, 7, pp. 660-671.

ROOSE (E.J.), 1968. — Erosion en nappe et lessivage oblique dans quelques sols ferrallitiques de Côte d'Ivoire. — Commun. 6e Conf. W.A.S.A., Abidjan, 15 p., *multigr.*

ROOSE (E.J.), 1973. — Dix-sept années de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de basse Côte d'Ivoire. Contribution à l'étude de l'érosion hydrique en milieu intertropical. — Thèse Sci., Abidjan, 124 p., *multigr.*

ROUGERIE (G.), 1960. — Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière. — thèse Lettres, Paris, *Mém. I.F.A.N.*, Dakar, n° 58, 542 p.

RUELLAN (A.), 1970. — Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc oriental). — Thèse Sci. Strasbourg; *Mém. O.R.S.T.O.M.* n° 54, Paris, 302 p.

RUHE (R.V.), 1954. — Geology of the soils of the Nioka Ituri, Belgian Congo. — Publ. I.N.E.A.C., Bruxelles, 27 p.

SEGALEN (P.), 1967. — Les facteurs de formation des sols ferrugineux tropicaux. — *O.R.S.T.O.M.*, Bondy, 13 p., *multigr.*

SEGALEN (P.), 1968. — Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VI, 1, pp. 105-125.

SEGALEN (P.), 1969. — Le remaniement des sols et la mise en place de la « stone-line » en Afrique. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VII, 1, pp. 113-127.

SHERMAN (G.), KANEHIRO (Y.), 1954. — Origin and development of ferruginous concretions in Hawaiian latosols. — *Soil Sci.*, 77, 1, pp. 1-18.

SIEFFERMANN (G.), 1969. — Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Variations pédologiques et minéralogiques du milieu équatorial au milieu tropical. — Thèse Sci., Strasbourg. *Mém. O.R.S.T.O.M.* n° 66, Paris, 1973, 183 p.

SIMONSON (R.W.), 1949. — Genesis and classification of red-yellow-podzolic soils. — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 14, pp. 316-319.

SMITH (B.R.), BUOL (S.W.), 1968. — Genesis and relative weathering intensity studies in three semi-arid soils. — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32, pp. 261-265.

SOKOLEVA (T.A.), POLTEVA (R.M.), 1968. — The study of iron-manganese concretions from a strongly podzolic soil profile. — 9e Congr. Intern. Sci. Sol, Adelaïde, vol. IV, pp. 459-466.

SOURDAT (M.), DELAUNE (M.), 1970. — Contribution à l'étude des sédiments meubles grossiers du littoral guyanais. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VIII, 1, pp. 81-97.

STAGE (H.C.T.), HUBBLE (G.D.), BREWER (R.), NORTHCOTE (K.H.), SLEEMAN (J.R.), MULCAHY (M.J.), HALLSWORTH (E.G.), 1968. — A handbook of australian soils. — Rellim Technical Publ., Glenside, South Australian, 435 p.

STOOPS (G.), 1964. — Application of some pedological methods to the analysis of termite mounds. In "Etudes sur les Termites Africains", A. Bouillon ed., Université de Léopoldville, pp. 379-398.

STOOPS (G.), 1968. — Micromorphology of some characteristic soils of the lower Congo (Kinshasa). — *Pedologie*, Gand, XVIII, 1, pp. 110-149.

SYS (C.), 1960. — Principales of soil classification in the Belgian Congo. — 7e Congr. Intern. Soil Sci., Madison, vol. IV, pp. 112-118.

TALTASSE (P.), 1957. — Les Cabeças de Jacaré et le rôle des termites. — *Rev. Géomorph. dyn.*, VIII, 11-12, pp. 166-170.

TARDY (Y.), BOCQUIER (G.), PAQUET (H.), MILLOT (G.), 1973. — Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. — *Geoderma*, 10, 4, pp. 271-284.

THOMANN (C.), 1964. — Les différentes fractions humiques de quelques sols tropicaux de l'Ouest Africain. — *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, II, 3, pp. 43-79.

TILLON (R.), 1961. — Etude d'une parcelle de savane mise en défens (République Centrafricaine). Reboisement artificiel ou naturel. — *Bois et Forêts. Trop.*, n° 77, pp. 13-21.

TRAUTH (N.), PAQUET (H.), LUCAS (J.), MILLOT (G.), 1967. — Les montmorillonites des vertisols lithomorphes sont ferrifères : conséquences géochimiques et sédimentologiques. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, pp. 1577-1579.

TRICART (J.), 1956. — Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires. — *C. R. Soc. Geol.*, 10, pp. 164-167.

TRICART (J.), 1957. — Observations sur le rôle ameublisseur des termites. — *Rev. Géomorph. Dyn.*, VIII, 11-12, pp. 170-172 et 179.

TRICART (J.), 1961. — Observations sur le charriage des matériaux grossiers par les cours d'eau. — *Rev. Géomorph. dyn.*, XII.

TRICART (J.), 1965. — Principes et Méthodes de la Géomorphologie. — Masson édit., Paris, 496 p.

TRICART (J.), CAILLEUX (A.), 1965. — Traité de géomorphologie. Tome V : Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes. — S.E.D.E.S., Paris, 322 p.

TROCHAIN (J.), 1952. — Les territoires phytogéographiques de l'Afrique Noire Française d'après leur pluviométrie. Recueil des travaux des Laboratoires de Botanique, Géologie et Zoologie, Fac. Sci., Montpellier, sér. Botanique, fasc. 5, pp. 113-124.

VOGT (J.), 1959. — Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain. — *Ann. Géogr.*, 367, pp. 193-206.

WAEGEMANS (G.), 1953. — Signification pédologique de la "stone-line" (note préliminaire). — *Bull. Agric. Congo belge*, vol. XLIV, 3, pp. 521-531.

WATSON (J. P.), 1960. — Some observations on soil horizons and insect activity in granite soils. — Proc. 1st Fed. Sci. Congr. Rhodesia and Nyasaland, pp. 271-276.

WATSON (J. P.), 1965. — A soil catena on granite in Southen Rhodesia. — *J. Soil Sci.*, 16, 1, pp. 158-169.

WEBSTER (R.), 1965. — A catena of soils in the Northern Rhodesia. — *J. Soil Sci.*, 16, 1, pp. 31-42.

WILLIAMS (M. A. J.), 1968. — Termites and soil development near. Broocks Creek, Northen Territory. — *Aust. J. Soil Sci.*, 31, 4, pp. 153-154.

YAKUSHEV (V. M.), 1968. — Influence of termite activity on the development of laterite soils. — *Sov. Soil Sci.*, 1, pp. 109-111.

Liste des tableaux

1. Profondeurs du plancher d'altération dans la toposéquence de Kpadégan 52
2. Composition de quelques échantillons d'orthogneiss à biotite et amphibole du groupe d'Anié 56
3. Composition d'un paragneiss à deux micas du groupe d'Agbandi 56
4. Toposéquence d'Akabassim — Profondeurs du plancher d'altération 65
5. Composition de quelques passées basiques dans le socle granito-gneissique 66
6. Variation des pourcentages de Fe_2O_3, CaO et MgO au sommet de la roche mère altérée, de l'amont vers l'aval de la séquence d'Adéli 75
7. Exemples de l'importance prise en base des versants, par la phase morpho-pédogénétique la plus récente 79
8. Composition de la fraction argileuse 99
9. Valeurs médianes de la somme des bases échangeables (en mé/100 g.) dans quelques grands groupes de sols développés aux dépens de diverses roches mères 105
10. Valeurs médianes de la somme des bases échangeables (en mé/100 g) 105
11. Valeurs médianes des pourcentages des diverses bases échangeables composant la charge cationique 108
12. Valeurs médianes de la capacité d'échange (en mé/100 g) 109
13. Valeurs médianes du taux de saturation (en %) 111
14. Valeurs médianes du pH — H_2O 112
15. La matière organique et son évolution dans l'horizon A_1 (valeurs médianes) 115
16. Exemple de variation de l'abondance des divers éléments grossiers à un passage lithologique 129
17. Fréquences des profils présentant des sables usés dans les principaux ensembles de sols 132
18. Fréquences des profils présentant des sables usés dans diverses situations topographiques 132
19. Médianes des pourcentages de grains usés dans les différentes classes granulométriques 132
20. Les principaux minéraux lourds dans les toposéquences d'Akabassim et de Kpadégan 134
21. Granulométrie des sables (toposéquence de Kpadégan) 138
22. Rapport sables fins/sables gros. au sommet du profil/sables fins/sables gros. à la base du niv. II dans diverses situations topographiques 139
23. Valeurs médianes de la densité apparente dans les trois niveaux des sols 152

24. Valeurs médianes de la composition des différentes formes d'induration ferrugineuse 155
25. Pourcentages présentés par les concrétions, de la masse totale des principaux constituants de l'ensemble des horizons A et B — Valeurs médianes 155
26. Morphologie des éléments ferrugineux grossiers 158
27. Valeurs du rapport entre le pourcentage des quartz émoussés et celui des concrétions dans deux tranches superposées des niveaux grossiers 163
28. Valeurs médianes de la composition de la concentration ferrugineuse grossière des principales catégories de sol dans deux toposéquences 165
29. Valeurs médianes du rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 des concrétions et de la fraction fine des horizons Bfe dans les principales catégories de sols 169
30. Valeurs médianes de la composition des concrétions dans les principales catégories de sols 170
31. Valeurs médianes de rapports géochimiques entre concentration ferrugineuse grossière et matériau originel 172
32. Variation latérale de l'importance de la concentration ferrugineuse grossière dans la toposéquence de Kpadégan 173
33. Variation latérale du fer dans la toposéquence de Ketao 174
34. Variation latérale de l'importance de la concentration ferrugineuse grossière dans la toposéquence d'Akabassim 174
35. Le facteur (roche mère - matériau originel) dans l'importance de la concentration ferrugineuse grossière 177
36. Silice et alumine totales au maximum d'argile et au point, plus profond, où le pourcentage d'argile = Maximum/2 et rapport entre les valeurs respectives 185
37. Valeur médiane de caractéristiques de la distribution de l'argile dans les principales catégories de sols 188
38. Granulométrie de la fraction argileuse 189
39. Rapport des pourcentages des principaux constituants de la fraction argileuse entre les horizons A et les horizons B, (valeurs médianes) 190
40. Les différents types de variations verticales des pourcentages d'argile et leur fréquence relative dans les principales catégories de sols 191
41. Epaisseur affectée par le remaniement et profondeur des pourcentages maxima d'argile dans les principales catégories de sols (valeurs médianes) 192
42. Données de la distribution de l'argile à l'échelle des toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim 196
43. Valeurs médianes des teneurs maxima en argile de l'horizon B ou (B) en diverses situations topographiques 199
Profils - Données analytiques .....80 à 94

Liste des figures

1. Présentation de la région étudiée 6
2. Schéma de localisation des micaschistes du groupe d'Alamagney, des paragneiss à muscovite du groupe d'Agbandi et des gneiss à deux micas du groupe d'Agbandi 12
3. Schéma de localisation des orthogneiss mélanocrates du groupe d'Anié 12
4. Schéma de localisation des formations du groupe de l'Ofé 12
5. Schéma de localisation des formations du groupe du Kabré 12
6. Schéma de localisation des migmatites du groupe de Kra 14
7. Schéma de localisation des roches éruptives (granites, diorites) 14
8. Schéma de localisation des quartzites et micaschistes de l'Atacorien (pénéplanés) 14
9. Schéma de localisation des granites syntectoniques calco-alcalins de la pénéplaine voltaïque 14
10. Répartition mensuelle des pluviométries et isohyètes annuelles normales 17
11. Limite méridionale des buttes et plateaux à cuirasse affleurante 26
12. Fréquences relatives de la pente des versants 26

13. Quelques conceptions simplifiées de façonnement du paysage. *a.* recul parallèle des versants. *b.* abaissement généralisé par érosion superficielle. *c.* schéma envisagé pour le socle togolais 29
14. Dégagement possible des ilôts cuirassés par rabattement vers l'horizontale du V d'incision fluviatile 29
15. Schéma figuratif de la toposéquence de Kpadégan (*h.-t.*) ..... h.-t 48/49
16. Isovaleurs du rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3, (fraction 0-2 mm) dans la toposéquence de Kpadégan .. 52
17. Zones d'égal drainage dans la toposéquence de Kpadégan 53
18. Schéma figuratif de la toposéquence d'Akabassim (*h.-t.*) ..... h.-t. 56/57
19. Isovaleurs du rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 de la fraction 0-2 mm dans la toposéquence d'Akabassim (moitié amont) 64
20. Schéma figuratif de la toposéquence d'Agodjololo (*h.-t.*) ..... h.-t. 68/69
21. Schéma figuratif de la toposéquence d'Adéli (*h.-t.*) ..... h.-t. 72/73
22. Liaison entre l'abondance des nodules calcaires et le pourcentage en CaO de la roche mère (toposéquence d'Adéli) 74
23. Répartition des principaux témoins du haut glacis et des sols ferrallitiques qu'ils supportent 78
24. Minéralogie des argiles (toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim) 96
25. La hornblende dans la fraction 50-500 µ (toposéquence d'Akabassim et de Kpadégan) 102
26. Relation entre la somme des bases échangeables et le pourcentage de matière organique dans l'horizon A_1. 106
27. Somme des bases échangeables et matière organique dans l'horizon superficiel des vertisols 106
28. Capacité d'échange et matière organique dans les horizons de surface éluviés (< 15 % d'argile) 110
29. Capacité d'échange de la fraction 0-2 mm et valeur du rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 de la fraction argileuse dans les horizons B 110
30. Relation entre le pH et le taux de saturation 110
31. Répartition de la matière organique et son évolution en profondeur dans quelques grands groupes de sols (valeurs médianes) 115
32. Les éléments grossiers dans les profils 120
33. Situation topographique et épaisseur des niveaux remaniés. *En haut* : fréquences absolues des situations topographiques des épaisseurs maxima et minima du niveau I. *En bas* : fréquences absolues des situations topographiques des épaisseurs maxima et minima de l'ensemble des niveaux remaniés (I + II) 124
34. Valeur médiane de l'épaisseur du niveau I en fonction de la situation topographique 124
35. Valeur médiane de l'épaisseur de l'ensemble des niveaux remaniés (I + II) en fonction de la situation topographique 124
36. Fréquences des situations topographiques auxquelles chaque grande catégorie d'éléments grossiers présente la concentration maxima dans chacune des toposéquences étudiées. *En abcisses* : pourcentage de la distance sommet-base des versants. *En ordonnées* : fréquences absolues 128
37. Schéma figuratif de la toposéquence du Kpélou (*h.-t.*) ..... h.-t. 128-129
38. Relation entre le pourcentage de sables usés et le pourcentage total de sables dans les fractions granulométriques grossières 133
39. Isoteneurs en zircon et en rutile des sables de 50 à 500 microns dans la toposéquence d'Akabassim 136
40. Courbe du quotient granulométrique (I + II) / III et courbes correspondantes des pourcentages cumulés d'un même profil 141
41. Bilan granulométrique des diverses fractions sableuses de l'ensemble des niveaux remaniés par rapport au niveau en place — les types et leur fréquence relative 142
42, 43, 44 et 45. Les quatre principaux domaines du bilan granulométrique des horizons remaniés par rapport au niveau en place 143
46. Courbe des valeurs médianes du quotient granulométrique pour l'ensemble des niveaux remaniés par rapport au niveau en place 144
47. Fréquence des divers types de courbes de quotients granulométriques en fonction de la situation topographique et de l'évolution pédologique. *I* : sommets et replats sommitaux; *II* : quart supérieur des versants; *III* : entre le quart supérieur des versants et la mi-pente; *IV* : entre la mi-pente et le quart bien drainés; *C* : sols ferrugineux plus ou moins hydromorphes; *D* : sols régoliques, paravertisols et vertisols 144

48. Courbes des valeurs médianes des quotients granulométriques de l'ensemble des niveaux remaniés (I + II) par rapport au niveau en place (III) pour les principales catégories de sols. *1* : sols ferrallitiques; *2* : sols ferrugineux lessivés drainés; *3* : sols ferrugineux lessivés hydromorphes; *4* : sols ferrugineux lessivés du faciès mince (drainés et hydromorphes); *5* : sols peu évolués régoliques dans matériau montmorillonitique 146

49. Courbes des valeurs médianes des quotients granulométriques de l'ensemble des niveaux remaniés (I + II) par rapport au niveau III en place en diverses situations topographiques. *Situations topographiques* : *I* : sommet; *II* : entre le sommet et le quart supérieur des versants; *III* : entre le quart supérieur des versants et la mi-pente; *IV* : entre la mi-pente et le quart inférieur des versants; *V* : entre le quart inférieur des versants et l'axe de drainage. 146

50. Evolution granulométrique par rapport au niveau en place pour deux classes d'épaisseur de la partie remaniée des sols. ———— : profils des sommets et des 300 mètres supérieurs des pentes; épaisseur de la partie remaniée inférieure à 100 cm. - - - - - - - : profils des 300 mètres inférieurs des pentes; épaisseur de la partie remaniée supérieure à 150 cm. 147

51. Coupe schématique du nid d'une termitière - cathédrale 150

52. Courbe des valeurs médianes des quotients granulométriques des matériaux mis en œuvre dans les termitières 150

53. Schéma des variations de la courbe des quotients granulométriques de l'ensemble des niveaux remaniés au cours d'une succession de phases dominées alternativement par l'érosion et la remontée par la faune 152

54. Fréquences relatives des pourcentages du matériau total représentés par les concrétions dans les différents niveaux 156

55. Variations en profondeur du pourcentage de nodules supérieurs à 7 mm dans la concentration ferrugineuse grossière 160

56. Variations en profondeur, des pourcentages de quartz et de fer dans les concrétions 166

57. Pourcentages cumulés de sesquioxydes de fer extraits par le HCl_{8N} sur nodules broyés à 0,2 mm 167

58. Variations verticales comparées du pourcentage des principaux constituants des concrétions et de la fraction fine. ———— : dans la fraction fine (1-2 mm); - - - - - - - : dans la concentration ferrugineuse grossière 170

59. Schéma figuratif de la toposéquence de Ketao (*h.-t.*) ..... h.-t. 172/173

60. Profil 4472 : variation en profondeur, des pourcentages de quartz, Fe_2O_3 et Al_2O^3 des concrétions et de la fraction fine. ———— : concrétions; - - - - - - - : fraction fine 175

61. Influence combinée du matériau originel et de la topographie sur la concentration ferrugineuse grossière. 176

62. Variations verticale de l'argile, de la silice et de l'alumine dans les toposéquences de Kpadégan et d'Akabassim 181

63. Déblaiement d'argile en profondeur, par l'accélération de l'écoulement de la nappe perchée 192

64. Fréquence relative de la fraction sableuse atteignant son pourcentage maximum à la même profondeur que l'accroissement le plus rapide du pourcentage d'argile 193

65. Courbes isovaleurs des pourcentages d'argile 197

66. Courbes isovaleurs de la silice combinée totale (terre fine + concrétions) 198

67. Courbes isovaleurs de l'alumine totale (terre fine + concrétions) 198

Table des matières

Avant-Propos 3
Introduction 5

PREMIÈRE PARTIE

LES FACTEURS DU MILIEU NATUREL

CHAPITRE I — **La géologie** 11
CHAPITRE II — **Le climat** 16
CHAPITRE III — **La végétation** 20
CHAPITRE IV — **La géomorphologie** 24
I — Les traits essentiels du modelé 24
A — Le réseau de drainage 25
B — Les interfluves 25
C — Les fonds de vallées et les terrasses 27
II — Les différentes séquences d'érosion 27
III — Conclusion 29

DEUXIÈME PARTIE

LES SOLS

CHAPITRE V — **La classification des sols** 33
CHAPITRE VI — **La toposéquence virtuelle générale** 38

CHAPITRE VII — **Etude morphologique de toposéquences** 42

I — La toposéquence de Kpadégan : dominance des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux . 42

A — Les facteurs naturels 42

B — Les grandes unités pédologiques 43

1. *Le premier ensemble : les sols ferrallitiques* 44
2. *Le second ensemble : les sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions* 47
3. *Le troisième ensemble : les sols ferrugineux lessivés hydromorphes* 49
4. *Le quatrième ensemble : les sols peu évolués régoliques* 50

C — Les grands traits de la toposéquence et son gradient évolutif 51

D — Résumé et conclusion 55

II — La toposéquence d'Akabassim : absence de sols ferrallitiques. Présence rapide vers l'aval, de caractères liés à la montmorillonite 55

A — Les facteurs naturels 55

B — Les grandes unités pédologiques 57

1. *Le premier ensemble : les sols ferrugineux tropicaux lessivés bien drainés* 57
2. *Le second ensemble : les sols ferrugineux à hydromorphie croissante vers l'aval* . 60
3. *Le troisième ensemble : les sols peu évolués régoliques dans le complexe d'altération montmorillonitique* 62

C — Les grands traits de la toposéquence 64

III — La séquence d'Agodjololo : dominance de la montmorillonite. Très faible expression des sesquioxydes de fer. Développement de vertisols sur les passées les plus basiques 65

A — Les facteurs naturels 65

B — Les grandes unités pédologiques 67

1. *Le premier ensemble : les paravertisols* 67
2. *Le second ensemble : les vertisols* 69
3. *Le troisième ensemble : paravertisols et sols hydromorphes* 70

C — Les traits d'ensemble de la séquence 71

IV — La séquence d'Adeli : quasi-exclusivité de la montmorillonite. Dominance de sols peu évolués régoliques 72

A — Les sols 72

1. *Le premier ensemble : les sols peu évolués régoliques dans un matériau vertique* 73
2. *Le second ensemble : les sols ferrugineux lessivés à concrétions, plus ou moins hydromorphes, du faciès mince* 75
3. *Le troisième ensemble : les sols peu évolués d'apport dans un matériau plus ou moins vertique* 76

B — Les traits d'ensemble de la séquence 76

V — Conclusion 77

A — Les facteurs de distribution des grands groupes de sols dans le paysage 77

B — Les différents types de toposéquences à l'échelle du socle 77

Profils 80

CHAPITRE VIII — **Minéralogie des sols** 95

I — Les argiles 95

A — Les faits 95

B — Aperçu géochimique sur la fraction argileuse 99

C — Résumé et conclusion 100

II — Les sables 101

CHAPITRE IX — **Le complexe d'échange** 104

I — Les bases échangeables 104

A — Variations de la charge cationique selon les horizons et l'évolution pédologique .. 104
B — Composition de la charge cationique 107
II — La capacité d'échange 109
III — Le taux de saturation 111
IV — Le pH 112

CHAPITRE X — **La matière organique** 114

TROISIÈME PARTIE

INTERPRETATIONS
L'ORIGINE ET LA MISE EN PLACE DES DIFFERENTS MATERIAUX

Introduction 118

CHAPITRE XI — **La nappe de gravats** 119
I — Caractères généraux 119
II — Les hypothèses en présence 121
A — Formation des nappes de gravats 121
B — Mise en place du recouvrement fin 122
III — Les données recueillies sur le socle togolais 123
IV — La mise en place des principaux constituants de la nappe de gravats 125
V — Variations latérales de la composition de la nappe de gravats 128
VI — Conclusion 129

CHAPITRE XII — **Les sables : quartz et minéraux peu altérables** 131
I — Morphoscopie des grains de quartz 131
II — Les minéraux lourds 133
A — Remarques 133
B — Les données 135
C — Résumé et conclusion 137
III — Granulométrie des sables 137
A — Variations de la granulométrie dans les horizons remaniés 137
B — Evolution et bilan granulométriques des horizons remaniés par rapport au niveau en place 139
1. *Les méthodes sédimentologiques d'analyse des données granulométriques* 139
2. *Méthode utilisée* 140
3. *L'analyse des données* 141
C — Interprétation 148
1. Résumé des données précédentes 148
2. L'activité des termites - rappel bibliographique 148
3. Etude granulométrique des matériaux des termitières 149
D — Conclusion 151

CHAPITRE XIII — **Les concrétions ferrugineuses** 154
I — Remarques 154
II — Introduction 155
III — Morphologie des concrétions 157

B — Conclusion 157
A — Les principaux caractères morphologiques et leur variation 162
IV — Répartition des concrétions et des gravats étrangers dans les niveaux grossiers 162
V — Différenciation géochimiques des concrétions 164
A — A l'échelle des profils 164
B — A l'échelle des toposéquences 164
VI — Les formes du fer 165
VII — L'individualisation en place des éléments ferrugineux grossiers 168
VIII — Composition géochimique comparée des concrétions et des matériaux fins 169
IX — L'origine du fer des concrétions 172
A — Les données du problème 172
B — Etude d'un site favorable à la circulation latérale du fer 173
C — Influence de la situation topographique 174
D — Influence du matériau originel 176
E — Les apports latéraux de fer et leurs indices morphologiques 177
X — Conclusion 178

CHAPITRE XIV — **La fraction granulométrique argileuse** 180
I — La distribution de l'argile à l'échelle du profil 180
A — Généralités 180
B — Le « ventre argileux » 182
1. *Rappel bibliographique* 182
2. *Les données* 183
a. Etude microscopique 183
b. Etude analytique 184
c. Les données de la détermination de la densité apparente 186
d. Les profils à deux « ventres argileux » .....
3. *Conclusion* 187
C — Les horizons éluviés en argile 187
1. *Caractères généraux* 187
2. *L'argile dans l'horizon de surface* 187
3. *L'éluviation des horizons plus profonds et le passage au « ventre argileux »* 190
D — Le bilan de l'argile à l'échelle du profil 194
E — Conclusion 19
II — La distribution de l'argile à l'échelle des toposéquences 196
III — Conclusion 199

Résumé et conclusions générales 201

Bibliographie 209

Liste des tableaux et des figures 217

Table des matières 221

Fabrication-Coordination
Hélène DARDENNE

Imprimerie LOUIS-JEAN, 05002 GAP
Dépôt légal n° 431-1979

Les Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer tendent à constituer une documentation scientifique de base sur les zones intertropicales et méditerranéennes, les pays qui en font partie et sur les problèmes posés par leur développement.

CAHIERS ORSTOM *(séries périodiques)*

- **biologie :** études consacrées à diverses branches de la biologie végétale et animale : agronomie, biologie et amélioration des plantes utiles, entomologie agricole, nématologie.
- **entomologie médicale et parasitologie :** systématique et biologie des arthropodes d'intérêt médical et vétérinaire, parasitologie, épidémiologie des grandes endémies tropicales, méthodes de lutte contre les vecteurs et les nuisances.
- **géologie :** pétrologie et cycles des éléments (géochimie) - hydrogéologie - altération et érosion - sédimentologie - stratigraphie - orogenèse continentale - métallogenèse - paléogéographie - structure et évolution des fonds océaniques.
- **hydrologie :** études, méthodes d'observation et d'exploitation des données concernant les cours d'eau intertropicaux et leurs régimes.
- **océanographie :** hydrologie, physico-chimie, hydrodynamique, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, niveaux de production, dynamique des stocks, prospection faunistique (Sud-ouest Pacifique, Canal de Mozambique et environs, Atlantique Tropical Est).
- **hydrobiologie :** physico-chimie, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, dynamique des stocks, action des insecticides sur la faune (Bassin Tchadien, Côte d'Ivoire).
- **pédologie :** problèmes soulevés par l'étude des sols : morphologie, caractérisation physico-chimique et minéralogique, classification, relations entre sols et géomorphologie, problèmes liés aux sels, à l'eau, à l'érosion, à la fertilité.
- ***sciences humaines :*** études géographiques, sociologiques, économiques, démographiques et ethnologiques.

MÉMOIRES ORSTOM : consacrés aux études approfondies (synthèses régionales, thèses...) dans les diverses disciplines scientifiques (88 titres parus).

ANNALES HYDROLOGIQUES : depuis 1959, deux séries sont consacrées : l'une, aux Etats africains d'expression française et à Madagascar, l'autre aux Territoires et Départements français d'Outre-Mer.

FAUNE TROPICALE : collection d'ouvrages principalement de systématique, pouvant couvrir tous les domaines géographiques où l'ORSTOM exerce ses activités (20 titres parus).

INITIATIONS/DOCUMENTATIONS TECHNIQUES : mises au point et synthèses au niveau, soit de l'enseignement supérieur, soit d'une vulgarisation scientifiquement sûre (40 titres parus).

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'ORSTOM : cette collection, diverse dans ses aspects et ses possibilités de diffusion, a été conçue pour s'adapter à des textes scientifiques ou techniques très variés quant à leur origine, leur nature, leur portée dans le temps ou l'espace, ou par leur degré de spécialisation (104 titres parus).

Les études en matière de géophysique (gravimétrie, sismologie, magnétisme...) sont publiées, ainsi que certaines données (magnétisme) dans des séries spéciales : **GÉOPHYSIQUE** et **OBSERVATIONS MAGNÉTIQUES.**

L'HOMME D'OUTRE-MER : cette collection, exclusivement consacrée aux sciences de l'homme, est réservée à des textes d'auteurs n'appartenant pas à l'ORSTOM, mais dont celui-ci assure la valeur scientifique (co-édition Berger-Levrault) (10 ouvrages parus).

De nombreuses **CARTES THÉMATIQUES,** accompagnées de **NOTICES,** sont éditées chaque année, intéressant des domaines scientifiques ou des régions géographiques très variées.

BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE (périodicité mensuelle ; ancienne dénomination jusqu'en 1970 : Bulletin signalétique d'entomologie médicale et vétérinaire) (XXVI^{e} année).

REVUE DE NÉMATOLOGIE (périodicité semestrielle) : cette revue accueille les travaux et les notes concernant les nématodes parasites des plantes, des insectes et les nématodes libres du sol (1re année de parution : 1978).

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

Direction générale :
24, rue Bayard - 75008 PARIS

Service des Publications :
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY

O.R.S.T.O.M. Éditeur

Dépot légal : 3e trim. 1979

I.S.B.N. 2-7099-0514-0