

Caractères des sols ferrallitiques à plinthite et à pétroplinthite développés sur roches acides dans la zone forestière du sud du Cameroun

Comparaison avec les sols développés sur roches basiques

Paul BILONG

Université de Yaoundé-I, Faculté des Sciences, département des Sciences de la Terre, BP 812, Yaoundé, Cameroun.

RÉSUMÉ

Le Plateau sud-camerounais est une vaste région forestière mollement ondulée sur socle précambrien. Il est constitué de roches métamorphiques acides traversées par des intrusions de syénites alcalines potassiques et des filons de roches basiques. Des évolutions lithodépendantes de la couverture pédologique ont été caractérisées sur gneiss, syénite et amphibolo-pyroxénite.

Sur gneiss et sur syénite, les sols présentent la différenciation classique des latérites intertropicales et sont constitués d'une altérite, d'un ensemble glébulaire et d'un ensemble meuble superficiel. Sur roche basique, le profil ne présente qu'une altérite ferruginisée épaisse surmontée par un horizon meuble superficiel.

Les résultats de la caractérisation montrent qu'il s'agit de sols acides, désaturés dans les horizons minéraux. L'argilisation est immédiate sur roches basiques alors qu'elle est très progressive sur syénite et intermédiaire sur gneiss. Les oxydes de fer sensu lato s'accumulent fortement dans les ensembles glébulaires du gneiss et de la syénite et dans les altérites ferruginisées de la roche basique. Il s'agit essentiellement du fer s'exprimant sous forme de goethites alumineuses majoritaires auxquelles s'associe de l'hématite dans les matrices les plus rouges des ensembles glébulaires. Les argiles sont constituées majoritairement de phyllites 1/1 et présentent une paragenèse verticale très différenciée : les halloysites sont prépondérantes sur les macrokaolinites à la base des profils tandis que les kaolinites fines prennent le relais dans les parties sommitales.

MOTS CLÉS : Plateau sud-camerounais – Socle précambrien – Sols ferrallitiques – Goethite alumineuse – Halloysite – Kaolinite.

ABSTRACT

FEATURES FOR FERRALLITIC SOILS WITH PLINTHITE AND PETROPLINTHITE FORMED ON ACID ROCKS IN THE FOREST AREA OF SOUTHERN CAMEROON. COMPARISON WITH SOILS FORMED ON BASIC ROCKS

The South Cameroon Plateau is a vast forest region slightly undulated on precambrian basement, composed of acidic metamorphic rocks traversed by intrusions of potassic alkaline syenite and basic rock dykes. Lithodependant evolutions of the soil cover were characterized on gneiss, syenite and amphibolo-pyroxenite.

On gneiss and syenite, the soils show the classical differentiation of intertropical laterites to an alterite, a glebular unit and a loose superficial unit. On basic rocks, the profiles only present a thick ferruginous alterite surmounted by a loose superficial horizon.

Characterization results show that these are acid soils, desaturated in the mineral horizons. On basic rocks, the clay genesis is immediate on gneiss whereas it is very progressive on syenite and intermediate on gneiss. Iron oxides accumulate heavily in the glebular horizon of the gneiss and syenite and in the ferruginous alterites of the basic rocks. The iron oxides are largely under the form of aluminous goethite associated with small amounts of hematite in the reddish spots of the glebular assembly. Clay minerals are mostly 1/1 phyllites and present a well differentiated vertical paragenesis: halloysites are more abundant than macrokaolinites at the lower part of the profiles. The upper part are essentially constituted with small particles of kaolinites.

KEY WORDS: South Cameroun Plateau – Precambrian basement – Laterite – Aluminous goethite – Halloysite – Kaolinite.

INTRODUCTION

La couverture pédologique des socles cristallins africains de la bande subéquatoriale des zones forestières est constituée de latérites plus ou moins cuirassées, de couleur dominante jaune et passant au rouge lorsque les conditions bioclimatiques évoluent vers une pluviométrie moindre. Ainsi pour s'en tenir au Cameroun, MARTIN (1967) et

VALLERIE (1973) décrivent des sols jaunes dans les zones forestières du Sud-Cameroun alors qu'aux environs de Yaoundé, dans le contexte écologique des zones de transition entre forêts et savane (fig. 1), les travaux de BOCQUIER *et al.* (1984) et de MULLER (1977 et 1987) font état de chroma à dominante rouge lorsque l'on tend vers la limite septentrionale des sols ferrallitiques.

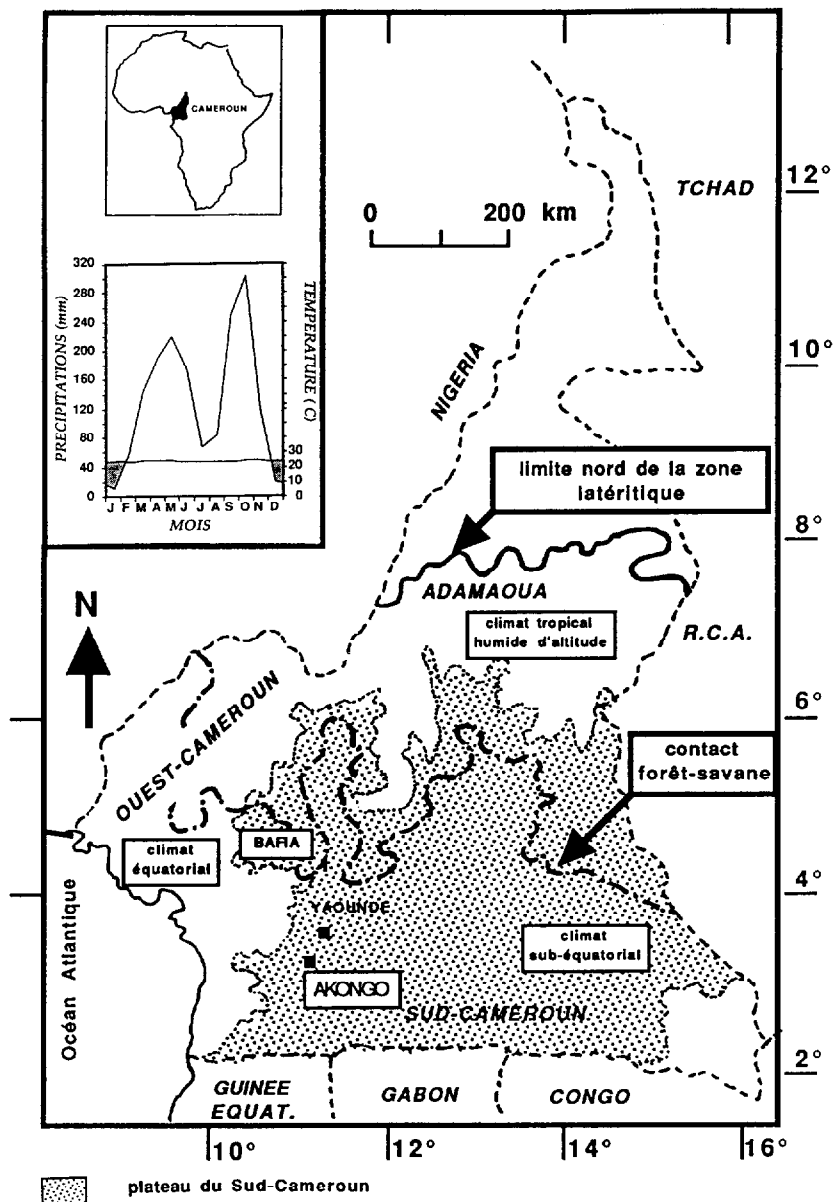


FIG. 1. – Synthèse bioclimatique du Cameroun et diagramme ombro-thermique de la région de Yaoundé (d'après OMOKO, 1984).
 Bioclimatic synthesis of Cameroon and ombro-thermic diagram of the Yaounde region (from OMOKO, 1984).

La région immédiatement au sud de Yaoundé (fig. 1) formée de collines couvertes d'une végétation forestière parfois primaire, mais plus souvent secondaire, offre, déjà, des situations remarquables de transition entre les latérites jaunes et les latérites rouges.

La végétation naturelle du Plateau sud-camerounais est la forêt ombrophile riche en Sterculiacées, avec comme arbres dominants *Triplochytes scleroxyles* (argus), *Terminalia superba* (fraké) et *Ceiba pentadia* (fromager). Cette forêt est l'objet d'une secondarisation intense due aux pratiques de cultures vivrières ou industrielles, notamment la culture du cacaoyer.

Le climat de cette région est de type subéquatorial humide caractérisé par une pluviométrie moyenne annuelle de 1 600 mm, répartie en deux saisons de durée et d'intensité inégales, comme le montre bien le diagramme ombro-thermique de la figure 1.

Le substratum lithologique de la région Centre-Sud Cameroun est constitué par les formations précambriennes, dites du Complexe de Base et celle du Complexe charnockitique de Ntem. Le premier comporte des roches cristallophylliennes acides qui sont des gneiss, des orthogneiss et des migmatites. Le second est calco-magnésien et est constitué principalement de gneiss et de granites à pyroxènes. Ces formations servent d'encaissant à des intrusions plus tardives, mais toujours précambriennes. Parmi celles-ci, les syénites alcalines potassiques d'Akongo-Lolodorf forment une bande discontinue NE-SW qui est elle-même, comme l'encaissant, fréquemment recoupée d'enclaves filoniennes d'amphibolopyroxénite à grenat.

Dans un contexte phytoécologique sensiblement uniforme et physiographique défini par des reliefs en collines surbaissées, la diversité lithologique offre de remarquables possibilités d'observations et d'analyses concernant le rôle spécifique de la minéralogie et de la chimie des roches sur l'orientation de la pédogenèse ferrallitique. En d'autres termes, cette région forestière du Sud-Cameroun offre des opportunités de recherche et d'étude sur les problèmes des évolutions lithodépendantes de la couverture pédologique.

CHOIX DES ZONES TÉMOINS ET DES SITES - TYPES DE MODÈLES

Une prospection de cartographie pédologique, détaillée à l'échelle 1/10 000, a été effectuée dans

un secteur test de la forêt du centre-sud du Cameroun, à proximité du village d'Akongo (fig. 1 et 2). Des sondages à la tarière ont été réalisés à la maille de 100 m sur une surface de 9 km², formée d'un ensemble de quatre collines. Les collines les plus septentrionales ont un soubassement de syénite alcaline potassique, les autres, au Sud, ont un substratum gneissique (fig. 2). Un filon d'amphibolopyroxénite coupe à son sommet l'une des collines syénitiques.

Des analyses chimiques des trois types de roches et des examens pétrographiques ont permis d'estimer les compositions minéralogiques à leurs plus probables valeurs moyennes (EDIMO, 1985 ; KAMGANG BEYALA, 1987 ; BILONG, 1988) :

– gneiss à pyroxène : quartz (27,5 %), oligoclase (55,5 %), microcline (6 %), hypersthène (6 %), ilménite et rutile (5 %) ;

– syénite alcaline potassique : quartz (2 %), plagioclase (3,5 %), microcline (77 %), amphibole (2 %), pyroxène (9 %), biotite (1 %), magnétite et oxyde de titane (5 %) ;

– amphibolopyroxénite à grenat : quartz (7,5 %), plagioclase (oligoclase et andésine = 25,5 %) ; amphibole (cumingtonite + actinote + hornblende = 16,5 %) ; pyroxène (hypersthène et augite = 33 %) ; grenat almandin (8 %) ; ilménite (5,5 %) et épidote (3 %).

Des observations de terrain permettent d'apporter quelques informations sur la morphologie des collines considérées souvent comme des collines en demi-orange. En premier lieu, il convient de souligner que leur morphologie n'est pas contrôlée par le facteur lithologique puisque les formes et l'altitude des sommets sont semblables quelle que soit la nature du substratum.

Ces sommets culminent à une altitude moyenne de 750 m et constituent un ensemble désigné Plateau sud-camerounais ou Surface intérieure (SEGALIN, 1967). Ce plateau, qui est surmonté de place en place par des reliefs dits « résiduels » dont l'altitude varie de 900 à 1 000 m, est incisé jusqu'à la cote de 650 m environ par l'entaille hydrographique persillée qui délimite le réseau des collines. En fait, ces collines ne répondent pas tout à fait à la définition des collines en demi-orange donnée par MARTIN (1967), car si elles comportent bien à leur sommet des pentes convexes, en revanche, à l'aval, les pentes deviennent préférentiellement concaves, ce qui correspond à la formation de petits glacis de bas de pente raccordant la colline au réseau hydrographique.

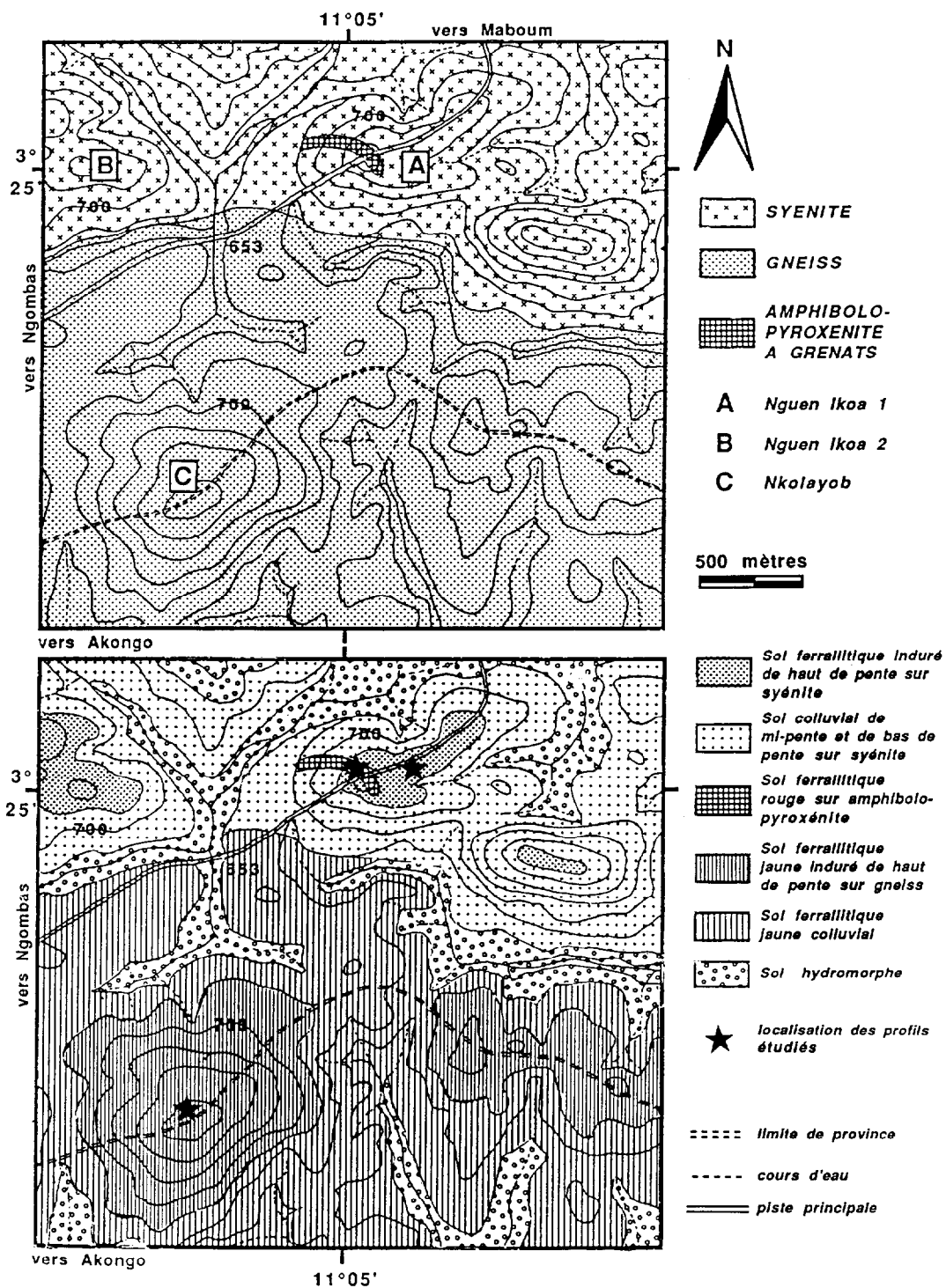


FIG. 2. – Carte géologique et carte pédologique du site d'Akongo et localisation des profils étudiés sur les collines de Nguen Ikoa 1 et Nkolayob.

Geological and pedological maps of the Akongo site and location of the profiles studied on the Nguen Ikoa 1 and Nkolayob hills.

SÉQUENCES DE SOLS SUR GNEISS, SUR SYÉNITE ET SUR AMPHIBOLOPYROXÉNITE

La couverture pédologique des collines gneissiques et syénitiques se différencie en trois unités principales, hormis le mince (3 à 5 cm) horizon organo-minéral de surface :

- l'altérite, plus ou moins épaisse, qui conserve à sa base les structures et les textures lithologiques originelles qui se défont lorsque l'on tend vers l'horizon médian ;

- la plinthite, parfois indurée à son sommet, et alors appelée pétroplinthite, qui constitue l'ensemble médian caractérisé par un bariolage qui exprime la ségrégation du fer. Cette appellation de plinthite et pétroplinthite est jugée préférable à celle de cuirasse et de carapace à cause de la faible induration de l'ensemble de ces horizons médians ;

- l'ensemble meuble superficiel qui peut éventuellement comporter des nodules ferrugineux. Selon le cas, il a été respectivement désigné comme horizon argileux meuble ou horizon nodulaire meuble.

Sur amphibolopyroxénite, la différenciation morphologique des profils est moins poussée puisque l'on n'identifie que deux unités principales :

- l'altérite, épaisse, plus ou moins ferruginisée ;
- l'horizon nodulaire meuble superficiel.

Les amphibolopyroxénites étant des enclaves filoniennes, sans orientation apparente privilégiée (EDIMO, 1985), d'une puissance de quelques dizaines de mètres et d'une longueur atteignant

quelques centaines de mètres, il a été impossible de décrire une évolution toposéquentielle de la couverture pédologique sur cette roche.

L'organisation des horizons de la couverture pédologique sur syénite est présentée, à titre d'exemple, sur la figure 3. L'horizon argileux meuble est absent du sommet des collines. Ce fait constant oppose les collines de gneiss et de syénite et pourrait être dû soit à une moindre activité des termites sur syénite, soit encore à une plus forte érodabilité sur syénite. Cette dernière hypothèse paraît peu probable si l'on tient compte d'une morphologie quasi identique des collines dont les sommets sont occupés par les mêmes écosystèmes forestiers primaires. En revanche, le fait que l'horizon argileux meuble se développe de plus en plus puissamment lorsque l'on tend vers le bas des versants où il prend une part notable dans l'édification d'un petit glacis se raccordant au réseau hydrographique milite en faveur de son caractère colluvial. L'horizon nodulaire meuble témoigne d'une évolution opposée à celle de l'horizon argileux : bien développé en sommet de colline, il s'amincit vers le bas des pentes. La pétroplinthite, bien développée en sommet de colline, disparaît à mi-pente, et signalerait d'anciennes zones de battement de la nappe. Quant à la plinthite, lieu du battement de la nappe actuellement observable pendant la grande saison des pluies, elle se trouve être bien représentée au sommet et à mi-pente, et s'amenuise en bas de pente.

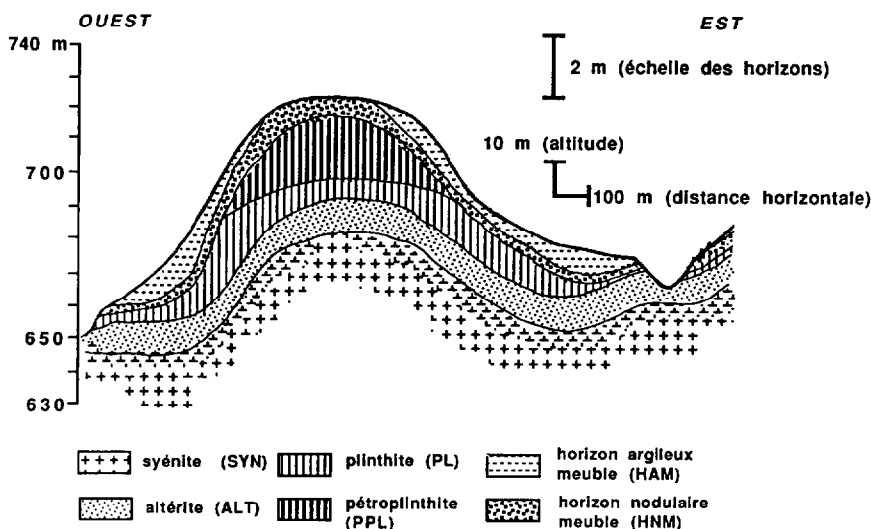


FIG. 3. - Organisation de la couverture latéritique sur la syénite d'Akongo.
The layout of the lateritic cover on the Akongo syenite.

Pour juger des différences et des similitudes des constituants et des propriétés des sols sur différents types de matériaux, nous avons choisi de décrire et d'étudier les profils situés en sommet de colline, y compris ceux développés sur amphibolopyroxénite, car c'est dans ces situations que l'on a les meilleures garanties d'autochtonie et de filiation entre les constituants des roches et ceux des sols. La description détaillée de ces sols-types est présentée sur les fiches données en annexes.

MÉTHODES D'ÉTUDE

Les traitements et les analyses des échantillons ont été effectués selon l'organigramme de la figure 4.

Les analyses classiques telles que le pH, l'analyse du complexe absorbant ont été faites sur la terre fine inférieure à 2 mm, ce qui a eu comme conséquence d'écarter de l'analyse un grand nombre de nodules de l'horizon nodulaire.

Le matériau tout-venant des horizons, séché à l'air et broyé modérément, a été utilisé pour les analyses granulométriques, minéralogiques et chimiques :

– l'identification des formes du fer et la quantification de ces formes ainsi que l'évaluation des taux de substitution en aluminium de la goéthite et de l'hématite ont été réalisées par diffraction des rayons X et par l'emploi du tampon oxalique (SCHWERTMANN, 1964) et du citrate-bicarbonate-dithionite (MEHRA et JACKSON, 1960). On a pu

comparer les valeurs des taux de substitution en aluminium de la goéthite obtenues par voie chimique (GUILLET et JEANROY, 1985) et en diffraction des RX, par le repérage précis et le déplacement des raies 110 et 111 permettant d'évaluer le paramètre c de la maille corrélable au taux de substitution (SCHULTZE, 1984) ;

– l'analyse granulométrique, la quantification et l'isolement des fractions argileuses, limoneuses et sableuses ont été effectuées après dissolution des ciments ferriques par le citrate-bicarbonate-dithionite selon le protocole décrit par GUILLET et ROUILLER (1979). Les minéraux des fractions argileuses et limoneuses ont été identifiés par diffraction des rayons X et le diagnostic des minéraux de la fraction argileuses a été affiné par l'analyse chimique et parfois par l'analyse thermogravimétrique et l'analyse thermique différentielle de cette fraction ;

– l'analyse chimique totale par fusion au métaborate de Sr de ce matériau tout-venant et dosage en absorption atomique a été réalisée sur une aliquote broyée finement.

CARACTÈRES DES SOLS-TYPES

Caractéristiques physico-chimiques

Comme le montrent les données du tableau I, les sols sont acides. Le fait que le pH_{KCl} soit inférieur à pH_{eau} signifie que les charges négatives des colloïdes phylliteux l'emportent sur les charges posi-

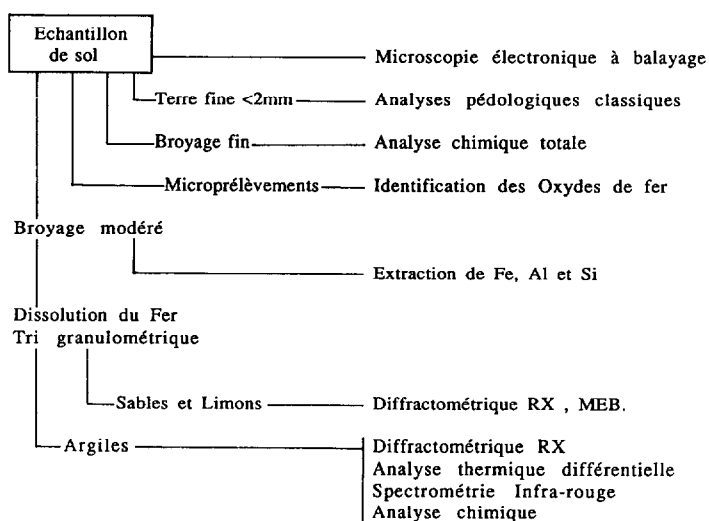


FIG. 4. – Organigramme des traitements et des analyses des échantillons des sols.
A Flow-diagram of the treatment and analyses of soil samples.

tives des oxydes de fer et de la gibbsite quant elle existe.

À l'exception des horizons A₁ où se concentrent les cations basiques échangeables, retenus par la matière organique et recyclés par la végétation, tous les horizons ont un complexe absorbant désaturé. Dans les horizons organo-minéraux, le calcium est l'élément amplement prédominant, sauf dans le sol sur amphibolopyroxénite où le magnésium peut être aussi abondant que le calcium. Dans les horizons minéraux, l'aluminium est le cation échangeable dominant.

La mesure de la capacité d'échange cationique effectuée par la méthode METSON à l'acétate de NH₄ à pH 7 (T) ou résultant de la somme des cations basiques et de l'aluminium échangeables donne évidemment des valeurs différentes. La capacité d'échange effective (S + Al⁺⁺⁺) déterminée à un pH voisin de celui du sol (ROULLER *et al.*, 1980 ; GALLEZ *et al.*, 1976) est toujours très inférieure à celle mesurée à pH 7. Ce fait témoigne de l'existence de charges variables attribuables à l'ionisation des groupements hydroxydes des sur-

faces des minéraux phylliteux 1/1, des oxydes de fer et de la gibbsite.

Une évaluation de la CEC des argiles des horizons est présentée dans le tableau I. Si l'on exclut les horizons A₁ pour lesquels l'intervention de la matière organique surévalue la CEC que l'on peut attribuer aux argiles, les valeurs observées dans les horizons minéraux, variant de 11 à 23 mé/100 g d'argile, semblent anormalement élevées compte tenu de la présence exclusive de phyllites 1/1.

Analyses granulométriques

La déferrification préalable des échantillons et la désagrégation des particules ont été efficaces dans les altérites et les plinthites sur gneiss et sur syénite. Pour ce qui concerne la pétroplinthite et l'altérite ferruginisée des sols sur syénite et sur amphibolopyroxénite, quatre traitements ont été nécessaires pour aboutir à un résultat qui ne laisse aucune trace apparente de fer dans les argiles et les limons. C'est dans les horizons nodulaires meubles, notamment sur syénite, mais aussi sur gneiss, que l'on a pu observer, après le quatrième traitement, des pseudo-

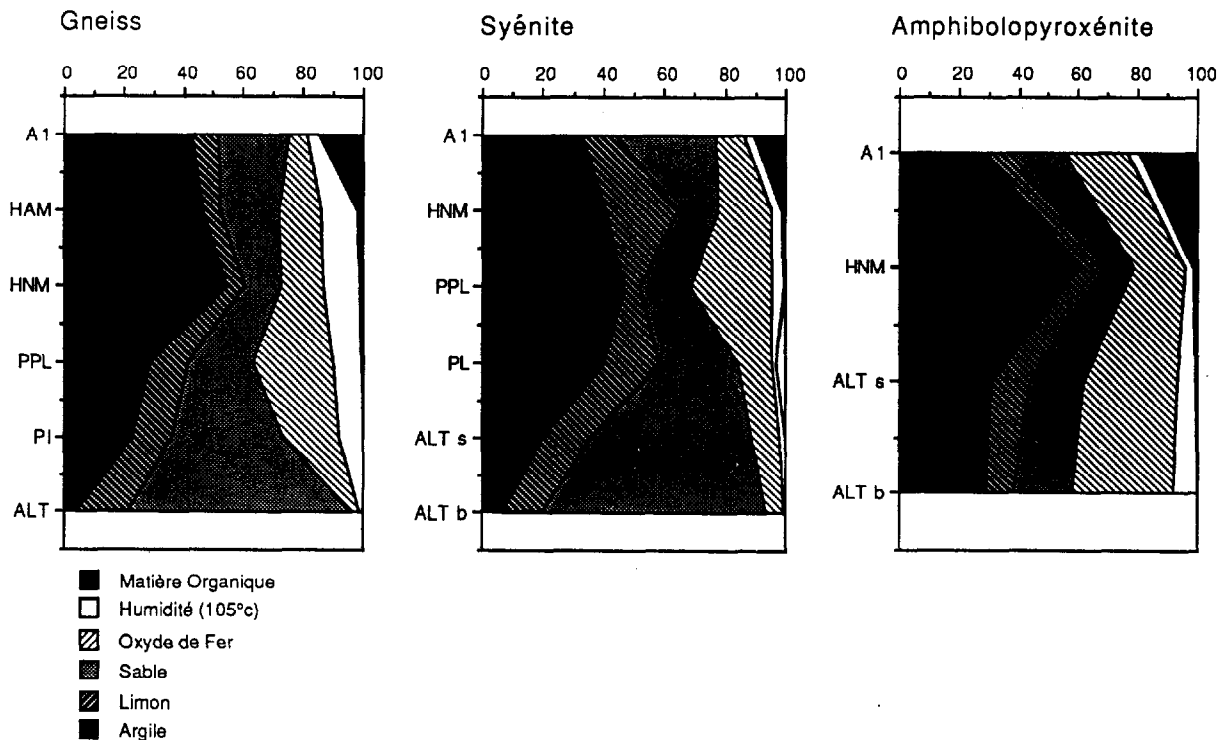


FIG. 5. — Représentation schématique de la granulométrie des sols. (A1 = horizon A1 ; HAM = horizon argileux meuble ; HNM = horizon nodulaire meuble ; PPL = pétroplinthite ; PL = plinthite ; ALT = altérite [s : sommet ; b : base]).
Schematic representation of the soil granulometry (A1 = horizon A1 ; HAM = loose clayey horizon ; HNM = loose nodular horizon ; PPL = petroplinthite ; PL = plinthite ; ALT = alterite [s : summit ; b : base]).

TABLEAU I
 Quelques caractéristiques des sol ferrallitiques étudiés
Some characteristics of studied ferrallitic soils

	pH eau	pH KCl	C.org. (mg/g)	Ca ⁺⁺	C.E. Mg ⁺⁺	et K ⁺ (mé/100g)	C.EC Na ⁺	(pH 7) S	C.E.C	S/C.E.C (%)	CECpour 100 g d'argile (mé)	Al ³⁺ (mé/100g)	CEC effective (S + Al ³⁺) (mé/100g)	S/CEC effective (%)
Sol sur gneiss														
Horizon A1	4,0	3,9	73,2	7,30	2,90	0,40	0,20	10,80	24,10	45	-	1,80	12,30	86
Horizon argileux meuble	4,8	4,1	9,7	0,50	0,19	0,04	0,00	0,73	8,90	8	19	4,00	4,73	15
Horizon nodulaire meuble	4,8	4,2	7,9	0,19	0,09	0,04	0,01	0,33	9,40	4	17	4,00	4,33	7
Pétroplinthite	4,9	4,5	2,0	0,09	0,04	0,04	0,00	0,12	3,60	3	12	0,90	1,02	13
Plinthite	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Altérite	5,1	4,8	1,0	0,19	0,08	0,04	0,03	0,34	0,70	48	14	n.d.	n.d.	n.d.
Sol sur Syénite														
Horizon A1	4,2	4,0	51,0	4,70	1,80	0,08	0,56	7,14	9,27	77	-	1,63	8,77	81
Horizon nodulaire meuble	4,3	4,1	8,0	0,21	0,16	0,06	0,08	0,51	9,40	5	22	3,55	4,06	13
Pétroplinthite	5,0	4,5	3,0	0,05	0,06	0,04	0,00	0,15	6,10	3	13	1,33	1,48	10
Plinthite	5,2	4,4	0,9	0,10	0,05	0,06	0,08	0,29	4,50	6	11	1,55	1,84	15
Altérite (somet)	5,1	4,6	0,5	0,12	0,03	0,03	0,06	0,24	2,70	9	14	1,11	1,35	17
Altérite (base)	5,3	4,5	0,2	0,04	0,02	0,05	0,00	0,11	1,50	7	22	0,90	1,01	10
Sol sur amphibolopyroxénite														
Horizon A1	3,6	3,2	96,0	1,30	1,17	0,08	0,47	3,02	7,77	39	-	4,57	7,59	40
Horizon nodulaire meuble	4,7	4,1	8,5	0,12	0,17	0,03	0,00	0,32	9,00	4	15	3,38	3,70	8
Altérite(somet)	5,2	4,6	3,7	0,06	0,03	0,01	0,00	0,10	5,50	2	18	0,45	0,55	18
Altérite (base)	5,2	5,0	0,9	0,05	0,04	0,03	0,00	0,12	6,90	2	23	0,70	0,82	14

sables et des pseudo-limons encore ferruginisés.

La représentation schématique de l'évolution des matériaux (fig. 5) témoigne d'une argilisation immédiate sur amphibolopyroxénite qui s'oppose à l'argilisation très progressive des sols sur syénite et sur gneiss. Dans le sol sur syénite, la figure 5 révèle bien la dissolution de la phase sableuse essentiellement constituée de microclines depuis la base de l'altérite jusqu'à la pétroplinthite et le développement concomittant de la phase argileuse. Les horizons du sol sur gneiss ont un comportement intermédiaire justifié par leurs caractéristiques pétrographiques : les minéraux ferromagnésiens comme les biotites et les pyroxènes s'altèrent brutalement en s'argilisant tout comme les plagioclases, qui toutefois se transforment en gibbsite dont la taille est celle des limons et des sables.

Les taux maximum d'argile sont notés dans les horizons meubles, argileux ou nodulaires, sauf pour le sol développé sur syénite où l'observation des pseudo-limons en fin d'analyse granulométrique oblige à penser que le taux de minéraux argileux est en fait sous-estimé.

Les schémas de la figure 5 donnent également une image de la distribution des oxyhydroxydes et oxydes de fer dans les profils. Les plus fortes accumulations se retrouvent, fort logiquement, dans les pétroplinthites des sols sur gneiss et sur syénite et

dans les altérites ferruginisées du sol sur amphibolopyroxénite.

Géochimie et minéralogie

ANALYSES CHIMIQUES TOTALES DES HORIZONS ET DES ROCHES MÈRES

Les analyses des horizons du sol sur gneiss (tabl. II) montrent une forte dissolution des plagioclases dès l'altérite et des minéraux ferromagnésiens plus haut dans le profil. L'accumulation des oxyhydroxydes et oxydes de fer se marque dans la pétroplinthite.

Dès la base de l'altérite, développée sur la syénite alcaline potassique, les teneurs en potassium s'élèvent par rapport à la roche mère initiale. Cet accroissement de teneur est l'expression d'une accumulation relative du microcline, occasionnée par la dissolution rapide de ses fuseaux perthitiques, de l'albite et des minéraux ferromagnésiens. Puis, progressivement dans le profil, les teneurs en K_2O décroissent, signifiant que les microclines s'altèrent et sont détruites. Comme pour le gneiss, les teneurs maximales en fer sont logiquement observées dans la pétroplinthite.

Les trois horizons du sol sur amphibolopyroxénite présentent des teneurs élevées en fer, notamment au niveau de l'altérite ferruginisée. Par

TABLEAU II
Analyses chimiques totales des horizons et des roches mères (en mg/g)
Total chemical analyses of soil horizons and parent materials

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total
Sol sur gneiss											
Horizon argileux meuble	550	205	85	0,4	2,1	0,7	0,5	3,0	15,0	127,5	989,2
Horizon nodulaire meuble	485	233	100	0,4	2,2	0,8	0,6	3,5	14,0	140,0	979,5
Pétroplinthite	260	220	335	0,3	1,0	0,0	0,0	2,5	9,0	136,1	963,9
Plinthite	-----n.d.-----										
Altérite	597	175	80	0,9	21,5	5,4	9,9	23,5	11,8	73,2	998,2
Gneiss	670	158	45	0,5	14,0	40,0	43,0	10,5	6,0	2,2	989,2
Sol sur Syénite											
Horizon nodulaire meuble	480	235	105	0,3	2,1	1,0	0,5	22,0	12,0	128,0	985,9
Pétroplinthite	360	230	225	0,2	1,3	0,7	0,8	20,5	7,0	132,4	977,9
Plinthite	445	262	108	0,2	1,1	0,7	1,4	39,0	6,0	115,6	979,0
Altérite (sommet)	500	235	80	0,2	1,0	0,8	2,6	65,0	4,0	89,1	977,7
Altérite (base)	550	208	65	0,4	3,9	0,4	5,3	95,0	3,0	45,4	976,4
Syénite	615	165	53	0,8	10,5	16,0	30,0	75,0	3,0	13,7	982,0
Sol sur Amphibolopyroxénite											
Horizon nodulaire meuble	415	233	150	0,3	2,0	0,4	1,0	8,5	15,0	145,4	970,6
Altérite(sommet)	280	228	270	0,3	0,9	0,6	0,0	2,0	22,0	157,7	961,5
Altérite (base)	280	235	265	0,2	0,6	0,5	0,0	0,9	19,0	160,8	962,0
Amphibolopyroxénite	490	170	165	2,3	38,0	98,0	10,0	2,3	17,0	4,4	997,0

rapport à la roche mère, la décroissance des teneurs en éléments alcalins et alcalino-terreux dès la partie inférieure de l'altérite témoigne bien d'une altération brutale des plagioclases, des minéraux ferromagnésiens et même du microcline, présent non pas dans la roche mais dans des cailloux volants altérés de l'encaissant syénitique. Il convient de noter que les deux parties de l'altérite ferruginisée ont un rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ à peine supérieur à 2. Si l'on veut bien considérer que du quartz est présent, ces rapports suggèrent l'existence de gibbsite accompagnant les minéraux 1/1.

FORMES DU FER

Les résultats des extractions par le réactif oxalique (SCHWERTMANN, 1964) et le citrate-bicarbonate-dithionite (MEHRA et JACKSON, 1960) sont présentés dans le tableau III.

Les formes amorphes ou à très faible degré d'ordre (Fe_o) sont peu représentées dans les horizons des profils où le rapport Fe_o/Fe_d est généralement voisin ou inférieur à 0,01. Deux exceptions sont toutefois notées : tout d'abord les horizons humifères superficiels où existent vraisemblablement des formes amorphes organiques ($\text{Fe}_o/\text{Fe}_d = 0,05$) et la

base de l'altérite du sol sur syénite où une phase amorphe mal cristallisée représente plus de 20 % du fer libre ($\text{Fe}_o/\text{Fe}_d = 0,22$).

Le fer présent dans les horizons des sols s'exprime sous plusieurs formes minéralogiques. Lorsqu'il s'agit de la magnétite comme dans les sols sur syénite ou de l'illménite comme dans l'amphibolopyroxénite et le gneiss, il s'agit de minéraux hérités des roches mères et leur abondance décroît de la base des profils vers les sommets. Comme ces minéraux ne sont pas dissous par le CBD, leur abondance relative se déduit de l'évolution du rapport $(\text{Fe}_{\text{total}} - \text{Fe}_d)/\text{Fe}_{\text{total}}$. La goéthite est le minéral le plus abondamment représenté dans les profils, y compris dans les pétroplinthites et les altérites ferruginisées. L'hématite est discrète et localisée dans les matrices les plus rouges des plinthites et pétroplinthites.

Une évaluation des substitutions alumineuses par la comparaison des extraits oxaliques et du CBD montre que dans les horizons où la goéthite est amplement dominante, comme dans les horizons nodulaires et argileux meubles, on observe des taux de substitution en aluminium variant de 20 à 30 % (tabl. III). Confirmation en a été faite par la

TABLEAU III
Analyse des formes du fer. Extraits dans le citrate-bicarbonate-dithionite et dans l'oxalate en mg/g de sol et taux de substitution en aluminium exprimé en pourcentage
Analyses of different iron forms. Extracts by citrate-bicarbonate-dithionite and by oxalate (mg/g) and aluminium substitution ratios in iron oxides (as %)

	Fe total	Extrait C.B.D (d) et Oxalate (o)						Si o	Fe d/Fe T	Fe o/Fe d	Taux de substitution en Al des « oxvdes » de fer
		Fe d	Fe o	Al d	Al o	Si d	Si o				
Sol sur gneiss											
Horizon A1	47,0	34,0	1,8	9,0	2,2	1,4	0,2	0,72	0,05	30	
Horizon argileux meuble	59,5	40,0	1,0	9,0	1,7	1,8	0,2	0,67	0,03	28	
Horizon nodulaire meuble	70,0	50,0	0,9	11,4	1,7	1,2	0,2	0,71	0,02	29	
Pétroplinthite	234,5	112,0	0,5	11,0	1,1	2,6	0,4	0,47	<0,01	15	
Plinthite	n.d.	-----	-----	n.d.	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
Altérite	31,3	17,4	1,8	2,2	0,4	1,8	0,4	0,55	0,10	19	
Sol sur Syénite											
Horizon A1	44,8	30,0	1,4	6,0	1,3	n.d.	n.d.	0,67	0,05	25	
Horizon nodulaire meuble	73,5	58,0	1,2	9,6	2,4	1,6	0,5	0,78	0,02	20	
Pétroplinthite	157,5	122,0	1,1	12,6	2,0	3,2	0,6	0,77	0,01	15	
Plinthite	75,6	56,0	0,6	6,6	1,8	2,2	0,5	0,74	0,01	15	
Altérite (sommets)	56,0	34,0	0,4	5,4	1,7	2,2	0,5	0,61	0,01	18	
Altérite (base)	45,5	18,0	4,0	3,2	1,5	1,6	0,5	0,39	0,22	20	
Sol sur Amphibolopyroxénite											
Horizon A1	42,0	42,0	2,3	8,8	2,2	n.d.	n.d.	1,00	0,05	25	
Horizon nodulaire meuble	105,0	82,0	1,0	15,0	2,4	2,4	0,5	0,78	0,01	24	
Altérite (sommets)	189,0	162,0	0,7	28,0	1,5	4,4	0,5	0,86	<0,01	25	
Altérite (base)	185,5	158,0	0,6	26,0	2,0	5,6	0,6	0,85	<0,01	23	

méthode de diffraction des RX. Lorsque l'hématite est identifiée en diffraction des rayons X, comme dans les matrices rouges de la pétroplinthite des sols sur gneiss et sur syénite, le taux de substitution moyen de l'ensemble des oxydes et oxyhydroxydes de fer s'abaisse car l'hématite est généralement moins substituée en aluminium que la goethite (NAHON *et al.*, 1977). Dans ces cas-là, il est clair que les substitutions déduites de la méthode chimique sont inférieures à celles calculées à partir des paramètres de la cellule de la goethite. Des écarts de 5 % ont été notés (BILONG, 1988).

Des analyses ont été faites à la microsonde sur les fonds matriciels et les cutanes jaunes et rouges coexistant dans la plinthite et la pétroplinthite sur syénite (BILONG, 1988). Les résultats sont présentés dans le tableau IV : les taux de substitution en aluminium des oxydes de fer des plasmas rouges et jaunes ont été obtenus en reconstruisant la phase phylliteuse 1/1 selon la composition stoechiométrique des halloysites et des macrokaolinites. L'aluminium restant est censé s'intégrer à l'ensemble des oxydes et oxyhydroxydes de fer. On constate que dans la plinthite les matrices les plus jaunes, uniquement pigmentées par la goethite, ont un taux de substitution moyen de 26 %. Lorsque à la goethite s'ajoute de l'hématite donnant un fond orange, la présence de ce dernier minéral abaisse le taux de substitution moyen des « oxydes » de fer. La moindre substitution en alu-

minium de l'hématite est remarquablement révélée par l'analyse des cutanes rouges de la pétroplinthite d'où la goethite est quasi absente : le taux de substitution moyen de 4 % contraste avec celui des plasmas jaunes où la goethite est présente (20 % ; cf. tabl. IV).

Les altérites ferruginisées de l'amphibologyroxénite manifestent un taux moyen de substitution relativement élevé. L'hématite est difficilement identifiable en diffraction des rayons X tant elle est minoritaire. On la décèle indirectement lors de l'analyse à la sonde des lisérés cutaniques rouges bordant les vides car les bas taux de substitution en Al révèlent sa présence. La goethite, amplement majoritaire, peut présenter, notamment dans les cloisons ferruginisées des grenats, des taux de substitution maximale de 33 % (BILONG, 1988).

LES ARGILES, LES MINÉRAUX RÉSIDUELS ET L'INVENTAIRE MINÉRALOGIQUE

Les argiles

L'analyse des argiles par diffraction des rayons X témoigne de l'omniprésence des minéraux phylliteux 1/1. Toutefois, comme le démontrent les spectres de la figure 6, chaque sol présente dans la différenciation verticale des paragenèses argileuses des fractions fines (< 2 µm) des particularités. Les tests de gonflement au formamide, recommandés par CHURCHMANN *et al.* (1984) mettent en effet en

TABLEAU IV
Analyses à la microsonde électronique des halloysites, des kaolinites et des matrices argilo-ferriques des horizons (en %)
Electron microprobe analyses of halloysites, kaolinites and argilo-ferric matrices of soil horizons (as %)

	Altérite		Macrokaolinite	Plinthite		Pétroplinthite		
	Halloysite des veines blanches	Altéroplasma jaune		Fond matriciel orange	Fond matriciel jaune	Macrokaolinite	Plasma rouge	Plasma jaune
Nombre de points d'analyse	12	14	9	15	15	11	10	10
SiO ₂	46,41 ± 1,14	28,15 ± 3,20	47,42 ± 0,65	36,47 ± 1,80	37,87 ± 1,25	47,23 ± 0,85	19,87 ± 2,76	19,23 ± 2,57
Al ₂ O ₃	39,02 ± 1,02	23,07 ± 3,16	39,34 ± 0,73	31,62 ± 1,43	33,34 ± 1,02	38,80 ± 0,56	17,71 ± 2,67	22,50 ± 1,89
FeO	0,85 ± 0,17	4,04 ± 0,87	0,63 ± 0,19	10,71 ± 1,93	7,50 ± 1,01	1,04 ± 0,09	48,52 ± 4,58	37,56 ± 3,17
MgO	0,10 ± 0,03	0,14 ± 0,03	0,16 ± 0,06	0,14 ± 0,02	0,15 ± 0,02	0,15 ± 0,05	0,08 ± 0,03	0,06 ± 0,04
MnO	0,02 ± 0,02	0,06 ± 0,13	0,05 ± 0,07	0,02 ± 0,02	0,01 ± 0,01	0,03 ± 0,03	0,02 ± 0,04	0,04 ± 0,06
CaO	0,03 ± 0,03	0,04 ± 0,03	0,03 ± 0,03	0,04 ± 0,01	0,04 ± 0,02	0,02 ± 0,02	0,01 ± 0,01	0,05 ± 0,03
Na ₂ O	0,01 ± 0,01	0,01 ± 0,01	0,01 ± 0,01	0,03 ± 0,03	0,02 ± 0,02	0,01 ± 0,02	0,01 ± 0,01	0,02 ± 0,02
K ₂ O	0,10 ± 0,08	0,19 ± 0,13	0,01 ± 0,01	0,21 ± 0,08	0,20 ± 0,03	0,11 ± 0,07	0,07 ± 0,05	0,12 ± 0,07
TiO ₂	0,33 ± 0,24	0,41 ± 0,12	0,04 ± 0,08	0,56 ± 0,11	0,62 ± 0,30	0,01 ± 0,02	0,28 ± 0,05	0,27 ± 0,07
Total	86,94 ± 2,42	56,12 ± 7,05	87,70 ± 1,44	79,77 ± 2,16	79,82 ± 2,0	87,41 ± 1,24	86,62 ± 3,58	79,87 ± 3,16
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ mol.	2,02 ± 0,02	2,05 ± 0,07	2,05 ± 0,05	1,96 ± 0,03	1,93 ± 0,03	2,07 ± 0,03	1,91 ± 0,05	1,45 ± 0,10
Fe/Al atm. (*100)	1,54 ± 0,30	12,48 ± 2,06	1,14 ± 0,32	16,00 ± 2,37	16,00 ± 2,37	1,90 ± 0,18	200,70 ± 0,16	119,80 ± 17,17
Al substitué (%)				15,10 ± 4,60	26,36 ± 4,04		4,01 ± 1,99	19,95 ± 1,95

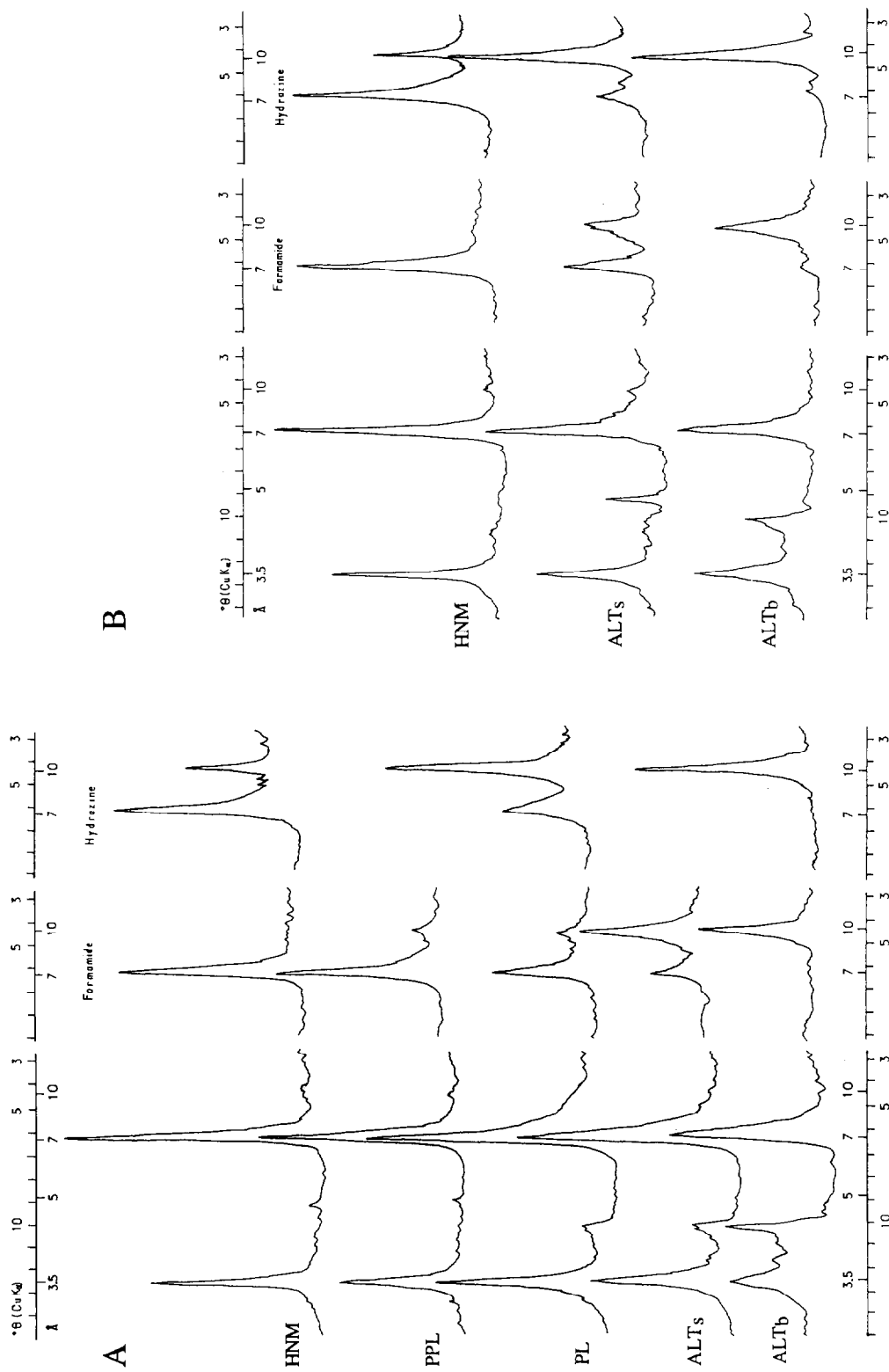


FIG. 6. - Diffractogrammes des RX de la fraction argileuse des horizons des sols sur syénite (A) et sur amphibolopyroxénite (B).
X-ray diffractograms of the clay fraction of soil horizons developed on syenite (A) and on amphibolopyroxenite (B).

évidence la prépondérance d'halloysite sur la kaolinite à la base des profils. Ces halloysites sont d'ailleurs observables au MEB par examen des cutanes argileux (photos 1 et 2). Vers le sommet des profils, la kaolinite fine prend le relais. Elle est mal cristallisée si l'on en juge par son comportement au test de gonflement par l'hydrazine qui maintient les édifices à 7 Angströms (CASES *et al.*, 1982). Les deux espèces minéralogiques, halloysite et kaolinite fine (< 2 µm), se relaient dans la plinthite sur syénite et probablement aussi sur gneiss, et au sommet de l'altérite ferruginisée sur amphibolopyroxénite.

Les analyses chimiques des fractions argileuses et notamment le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, voisin de 2, témoignent bien de la prépondérance des minéraux 1/1. Parfois, comme au sommet de l'altérite ferruginisée du sol sur amphibolopyroxénite, la présence de la gibbsite abaisse ce rapport à des valeurs inférieures à 2. Les rapports moléculaires $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ ($\times 100$) sont souvent compris entre 2 et 5 et témoignent parfois, notamment dans les horizons nodulaires, des difficultés rencontrées dans la dissolution totale des oxydes et oxyhydroxydes de fer. Mais des rapports de l'ordre de 3 % sont tout à fait compatibles avec une possible substitution d'aluminium par le fer dans les kaolinites (MESDAGH *et al.*, 1980).

Les limons et les sables

Les minéraux résistants à l'altération sont principalement le quartz, abondant dans le sol sur gneiss, bien représenté dans celui sur amphibolopyroxénite et relativement rare dans le sol sur syénite. Les

sols formés sur cette dernière roche mère présentent en outre l'originalité de développer une dissolution progressive du microcline qui demeure relativement abondant dans les parties sommitales du profil (environ 10 %).

Des minéraux accessoires et lourds, comme l'ilménite des sols sur amphibolopyroxénite et sur gneiss, comme la magnétite, le zircon, l'allanite et l'apatite du sol sur syénite, ont pu être identifiés. Ces deux derniers minéraux sont à l'origine de fortes anomalies positives de cérium notées à la base du profil sur syénite (BILONG, 1988 ; BILONG *et al.*, 1986). La dissolution de ces deux minéraux conduit à la néoformation de phosphate de terres rares (florencite) et à la précipitation de la cerianite (CeO_2) dans les bandes blanches de l'altérite du sol (BRAUN *et al.*, 1990).

Les trois types de sols ont en commun la propriété de développer dans leurs parties basales, caractérisées par des altérations à volume lithologique originel conservé, des macrocristallites soit de kaolinite soit de gibbsite. Des lattes de kaolinite de grande taille (photo 3) et des cristaux automorphes de gibbsite (photo 4) sont typiques de l'altérite en pain d'épice du sol sur amphibolopyroxénite. Sur gneiss la gibbsite l'emporte, tandis que sur syénite la kaolinite de grande taille en vermicule est seule présente (photo 5). Ces macrokaolinites présentent même fréquemment sur leur surface des bourgeonnements d'halloysite (photo 6) et atteignent fréquemment des dimensions de plusieurs centaines de microns.

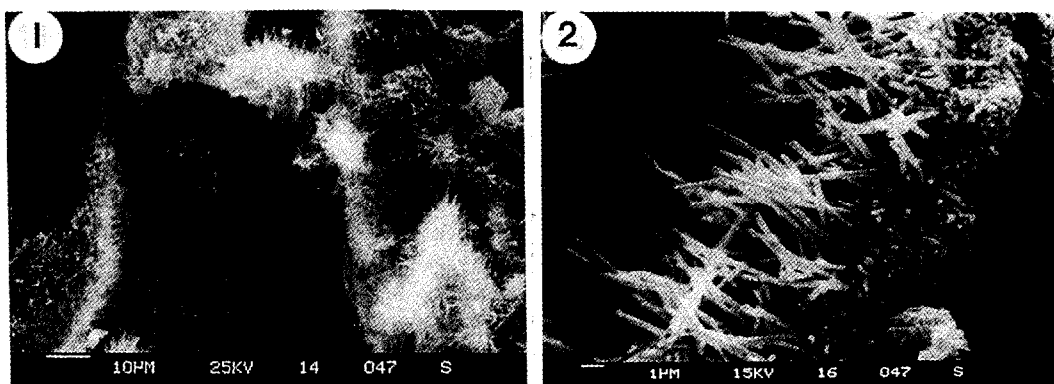


PHOTO 1

Développement d'halloysites dans la porosité fissurale de veines blanches subhorizontales de l'altérite de la syénite.
Development of halloysites in the fissural pores of subhorizontal white veins of the syenitic alterite.

PHOTO 2

Tubes d'halloysite cristallisant dans la mésoporosité de l'altérite en pain d'épice du sol développé sur l'amphibolopyroxénite.
Tubes of halloysites crystallizing in the mesopores of the alterite developed on amphibolopyroxenite.

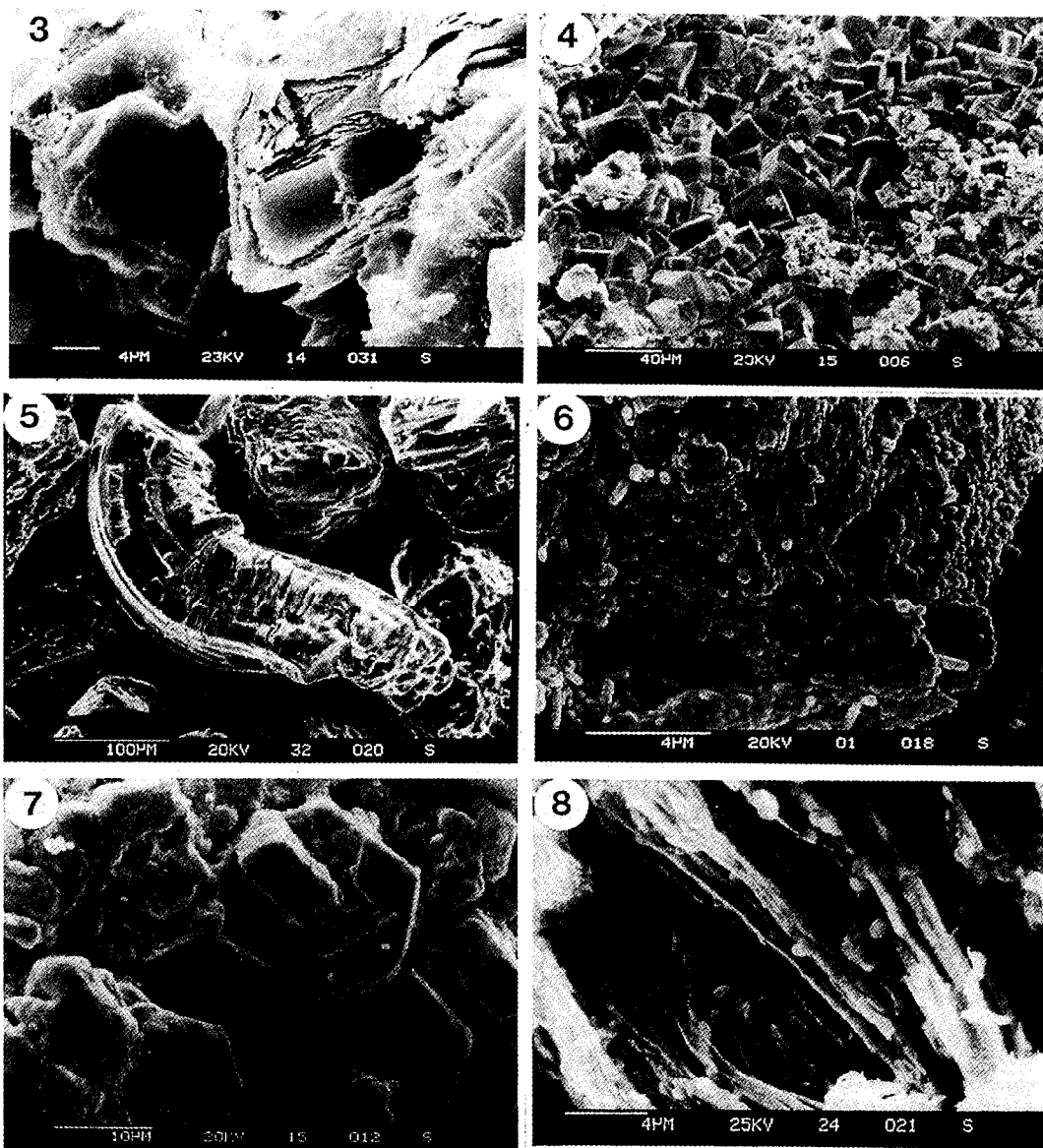


PHOTO 3. – Plaquettes de kaolinite de grande taille dans l'altérite en pain d'épice du sol développé sur amphibolopyroxénite.
Large sheet plates of kaolinite in the alterite developed on the amphibolopyroxenite.

PHOTO 4. – Plage de macrocristaux de gibbsite formés dans l'altérite du sol développé sur amphibolopyroxénite.
A zone of macrocrystals of gibbsite formed in the alterite developed on the amphibolopyroxenite.

PHOTO 5. – Un vermicule de kaolinite isolé avec la fraction sableuse fine de l'altérite sur syénite.
A kaolinite booklet isolated from the fine sandy fraction of the syenitic alterite.

PHOTO 6. – Les vermicules de kaolinite de l'altérite développée sur syénite sont recouverts d'un plasma halloysitique.
The vermicules of kaolinite of the alterite developed on syenite are covered by halloysitic tubes.

PHOTO 7. – Macrocristaux de gibbsite corrodés par les pigments ferrugineux des matrices rouges du sommet de l'altérite de l'amphibolopyroxénite.
Macrocrystals of gibbsite altered by the ferruginous pigments of the red matrices at the top of the alterite of the amphibolopyroxenite.

PHOTO 8. – Dégradation des vermicules de la kaolinite par insertion, entre les faisceaux, de glomérules d'oxydes de fer de la plinthite de la syénite.
Alteration of kaolinite vermicules by introduction of iron oxide globules between the laths.

L'étude des microstructures combinée aux observations au MEB (BILONG, 1988) a révélé que ces macrokaolinites se développent dans l'altérite au cœur d'un plasma cutanique halloysitique formé antérieurement et disposé dans les vides laissés par la dissolution de l'albite et les fuseaux pertitiques des microclines. Les variations du potentiel hydrique à l'échelle des micro-organisations plasmiques expliqueraient la genèse différée et localisée des macrokaolinites naissant dans un « bain » d'halloysites (TROLARD *et al.*, 1990). Les macrokaolinites cristallisant en grands vermicules persistent encore localement dans la plinthite alors que les halloysites ont disparu, mais elles ne sont plus observables, au-delà, dans les parties supérieures du profil. Sur gneiss, en allant vers le sommet des profils, la gibbsite macrocristalline voit ses proportions fortement décroître.

Inventaire minéralogique

L'inventaire minéralogique donnant les grandes lignes des transformations minéralogiques n'est présenté ici, sur la figure 7, que pour les sols types développés sur la syénite et l'amphibolopyroxénite.

Sur *syénite*, l'altérite sableuse à microcline présente une paragenèse de phyllites secondaires, formée de macrokaolinites en vermicules emballées dans un plasma d'halloysite à habitus dominant tubulaire. Plus haut dans le profil, sous l'effet de l'accumulation du fer, ces deux minéraux se déstabilisent et, tandis que le microcline continue de se dissoudre progressivement, on assiste à une néogenèse de kaolinites fines et mal cristallisées.

Sur *amphibolopyroxénite à grenat*, les minéraux primaires, hormis l'ilménite et le quartz, sont immédiatement détruits. Une paragenèse d'halloysite, de kaolinite en latte et de gibbsite prend naissance à la base de l'altérite. Là encore, l'évolution vers le sommet du profil conduit à une phase unique de kaolinites fines et mal cristallisées qui prend un développement optimal dans les horizons nodulaires meubles.

Sur *gneiss*, les plagioclases et l'hypersthène disparaissent dès les premiers stades de l'altération au niveau de l'altérite. Comme DELVIGNE (1965) l'avait observé, les transformations induisent une allitisation préférentielle qui conduit au développement de la gibbsite plutôt que de la kaolinite. Il s'agit d'une gibbsite formant des gros cristaux, accompagnée d'une phase argileuse de phyllites 1/1 dans laquelle l'halloysite domine sur la

kaolinite de petite taille. Plus haut dans les horizons d'accumulation du fer, la gibbsite voit son importance se réduire tandis que les kaolinites fines deviennent plus abondantes.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les sols types des latérites étudiées en sommet de colline ont en commun le fait d'être en équilibre avec un écosystème forestier tropical humide. Même si leur développement s'est effectué aux dépens de roches aussi diverses que les roches basiques comme les amphibolopyroxénites, de roches quartzo-feldspathiques (gneiss) et de roches feldspathiques holomicrocliniques (syénite alcaline potassique), la pigmentation jaune de leurs principaux horizons leur confère un caractère commun. Ceci oppose ces pédons-types aux sols ferrallitiques rouges qui présentent les mêmes unités morphologiques principales dans la lisière septentrionale de la forêt tropicale (BACHELIER, 1959 ; MARTIN *et al.*, 1966 ; YONGUE-FOUATEU, 1986 ; BILONG, 1988 ; BITOM, 1988) ou dans les biozones de transition forêt-savane (VALLERIE, 1973 ; MULLER, 1977 ; ROSELLO *et al.*, 1982 ; MULLER et BOCQUIER, 1986). On pourrait en conclure que la couleur jaune porte la marque d'une emprise forestière sinon permanente, du moins durable, tandis que les chroma rouges se référerait à des régions naturelles plus arides, à des paysages de savane. La coexistence des pédons rouges et jaunes, comme on peut l'observer à la lisière nord des zones forestières autour de Yaoundé, refléterait peut-être les mouvances millénaires de ces lisières.

La pigmentation jaune est attribuable à la goethite (SCHWERTMANN, 1988) qui est la forme dominante du fer oxydé des sols ferrallitiques de la région. À cette goethite, d'ailleurs substituée en aluminium selon des taux variant de 20 à 25 %, se trouve être associée une quantité restreinte d'hématite localisée dans les matrices les plus rouge-violacé de la plinthite et de la pétroplinthite des sols formés sur gneiss et sur syénite. On peut penser que la genèse de la goethite est à relier au pédoclimat forestier qui évite un épuisement complet de la réserve en eau utile pendant la saison sèche.

Bien que la différenciation morphologique des sols de cette région ne soit pas tout à fait indifférente au chimisme du matériel parental, leur point commun est de présenter un horizon meuble super-

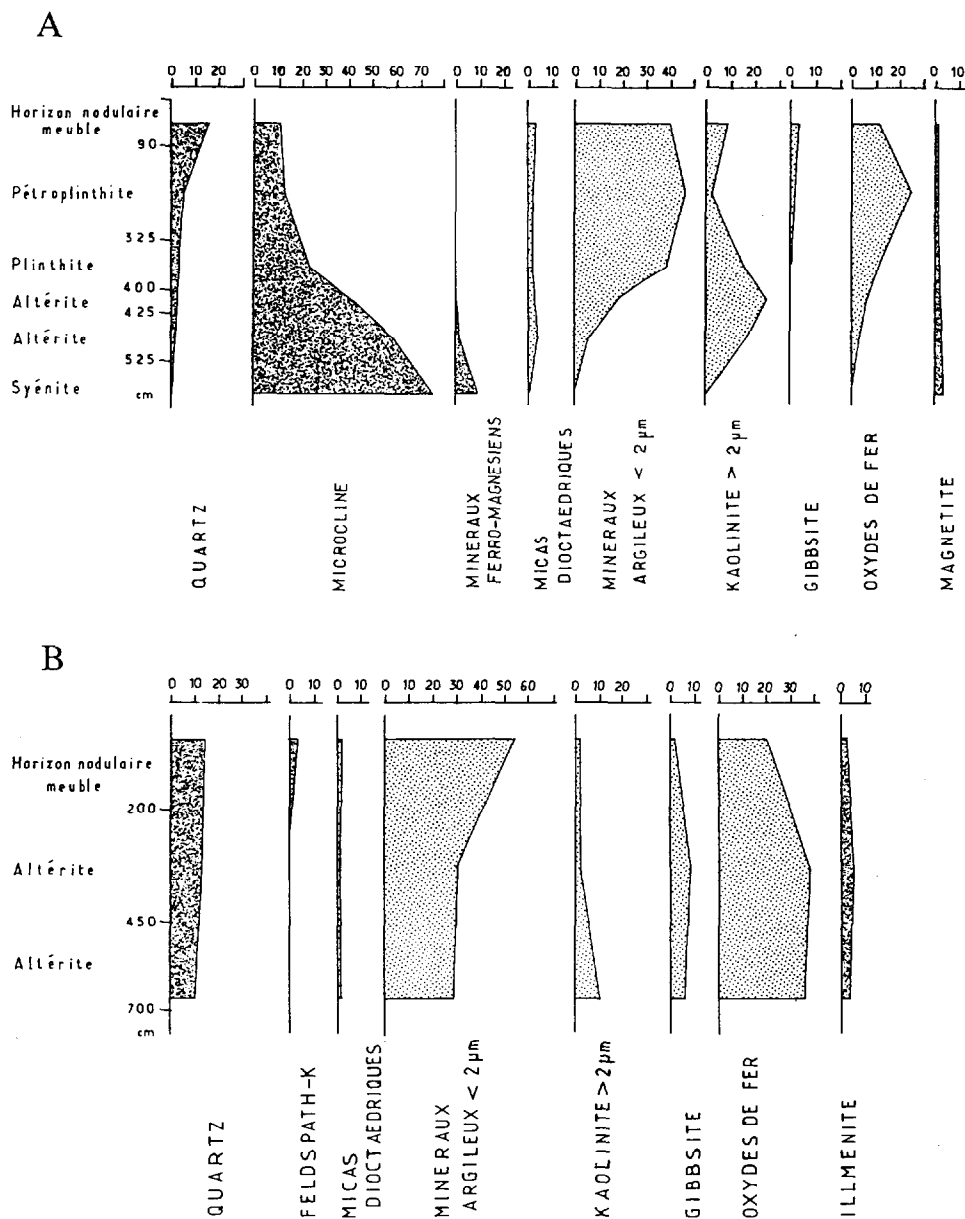


FIG. 7. – Inventaire minéralogique des sols développés sur la syénite (A) et sur l'amphibolopyroxénite (B).
Mineralogical inventory of soils developed on the syenite (A) and on the amphibolopyroxénite (B).

ficiel, épais de 1 à 2 mètres, de texture plutôt argileuse, dans lequel sont incorporés des nodules ferrugineux arrachés aux horizons indurés d'accumulation du fer sous-jacents. Toutefois, ce trait morphologique commun ne peut faire oublier le fait que les vitesses d'altération des roches grenues basiques sont toujours plus rapides que celles sur roches acides (WACHERMAN, 1975 ; BOULET,

1978 ; LEPRUN, 1979 ; BOULANGE, 1984). Il en résulte, en effet, une morphologie différente des profils uniquement dans les parties basales des couvertures pédologiques. Ainsi sur gneiss et sur syénite, une altérite isovolume, non ferruginisée, fait transition entre la roche déconsolidée et les horizons plinthitiques ou pétroplinthitiques où s'accumule le fer. Sur amphibolopyroxénite, l'alté-

ration brutale maintient les structures isovolumiques qui évoquent une altérite, mais sur laquelle se surimposent, dès la base, des ferruginisations.

La minéralogie des argiles et des minéraux secondaires offre, ici, un bel exemple de convergence de processus où s'expriment l'influence du bio-milieu, de la roche mère ou bien du processus pédogénétique de ferruginisation.

La présence d'halloysite, constante dans les matrices des altérites peu ferruginisées (gneiss, syénite) ou ferruginisées (sur amphibologyroxénite) apparaît comme un fait majeur encore peu décrit. Il est bien probable que le développement des minéraux 1/1 hydratés (halloysite 10 Angstroms) localisés dans les altérites, à la base des profils, soit à mettre en relation avec le bioclimat forestier humide des sols de la région (TROLARD *et al.*, 1990) et plus particulièrement avec le fait que ces altérites hébergent pendant une grande partie de l'année une nappe phréatique.

La lithodépendance marque également son empreinte par les paragenèses silico-alumineuses ou alumineuses secondaires de la base des profils. Les roches feldspathiques basiques (amphibologyroxénite) ou plagioclasiques acides (gneiss) voient des macro-cristallites de gibbsite et de kaolinite accompagner la genèse de l'halloysite tubulaire fine. Soulignons que ces macro-cristallisations ont souvent été décrites dans les altérations tropicales (DELVIGNE, 1965 ; ESWARAN et YEOW YEW HENG, 1976). En revanche, sur les syénites alcalines potassiques se développent, à la base des profils, des kaolinites de grande taille, en vermicules, semblables à celles décrites par CALVERT *et al.* (1980) et qui naissent dans les matrices halloysitiques, apparemment au fur et à mesure que les grains de microcline se dissolvent. La gibbsite n'y étant point rencontrée, tout semble indiquer que l'activité de la silice monomérique est suffisamment élevée pour conduire à la genèse unique de minéraux 1/1 qui sont les vermicules de kaolinite et l'halloysite à 10 Angströms.

Vers le sommet des profils, à partir des pétroplinthites, et dans les horizons meubles nodulaires surtout, le processus de latéritisation, caractérisé par l'accumulation de fer, comme les particularismes des paragenèses des faciès basaux. Alors que la gibbsite décroît fortement, presque toute la phase phylliteuse, à l'exclusion des rares micas dioctaédriques persistants, se réduit à la kaolinite fine, mal cristallisée et distribuée uniquement dans la fraction argileuse inférieure à 2 mm. Les cycles

de ferrollyse qui, dans la phase oxydative, sont générateurs de protons (BRINKMAN, 1970 ; AMBROSI *et al.*, 1986) peuvent être tenus comme responsables de ces transformations et de la simplification de la paragenèse argileuse. Les photos 7 et 8 donnent des exemples qui renouvellent les observations déjà faites par MULLER et BOCQUIER (1986) et par AMBROSI *et al.* (1986) et attestent de la fragmentation des macro-cristallites de kaolinite sous l'effet d'une ferruginisation des feuilletés et de la corrosion de gibbsite lorsque les cristaux automorphes sont recouverts d'« oxydes » de fer. En outre, il est probable qu'en ces milieux où les mouvements du fer sont importants et où la géométrie poreuse varie avec le temps sous diverses influences pédo-climatiques ou biologiques la néogenèse de minéraux 1/1 ne puisse conduire qu'à des kaolinites de petite taille.

Les horizons nodulaires meubles ou argileux meubles peuvent apparaître comme le résidu de la dégradation du sommet des horizons cuirassés sous-jacents, d'où le fer a fui pour se redistribuer plus profondément. Même si les agents de cette dégradation sont encore mal connus, on peut penser que les actions biologiques sont une des causes essentielles de la déconsolidation des unités indurées et de la formation des horizons meubles. C'est dans ces horizons meubles que se concentre la biologie des sols et même l'horizon A₁ de faible épaisseur porte, en lui seul, l'essentiel des réserves en cations basiques échangeables du sol. Tous les autres horizons, en effet, sont désaturés et seul le sol développé sur syénite présente une réserve en cations basiques importante, en potassium essentiellement, en raison de la dissolution progressive du microcline persistant dans la colonne du sol. Il est probable que la présence du microcline jusque dans les horizons supérieurs a une incidence assez limitée sur le cycle de cet élément dans les plantes et le sol. Il n'est resté pas moins vrai que la présence de ce minéral est l'indice d'une remarquable autochtonie de ces sols ferrallitiques épais et probablement polygéniques.

REMERCIEMENTS

L'auteur remercie M. B. GUILLET, directeur de recherche au CNRS, MM. A. HERBILLON et B. SOUCHIER, professeurs d'université, M. J. ROUILLER, ingénieur au CNRS, et le personnel du Centre de pédologie biologique du CNRS de Nancy-Vandœuvre pour leur collaboration et leurs encouragements lors de la réalisation de ce travail.

Manuscrit accepté par le Comité de rédaction le 17 mars 1994.

BIBLIOGRAPHIE

- AMBROSI (J.P.), NAHON (D.), HERBILLON (A.J.), 1986. – The epigenic replacement of kaolinite by hematite in laterite. Petrographic evidence and the mechanisms involved. *Geoderma*, 37 : 283-294.
- BACHELIER (G.), 1959. – Étude pédologique des sols de Yaoundé. Contribution à l'étude de la pédogenèse des sols ferrallitiques. *Agron. Trop.*, 3 : 279-305.
- BILONG (P.), 1988. – *Genèse et développement des sols ferrallitiques sur syénite alcaline potassique en milieu forestier du Centre-Sud-Cameroun. Comparaison avec les sols ferrallitiques développés sur roches basiques..* Th. Doct. ès Sci. nat., univ. de Yaoundé, 367 p.
- BILONG (P.), FAIVRE (P.), GUILLET (B.), SOUCHIER (B.), 1986. – « Bilan de l'altération d'une syénite de la zone équatoriale humide du Cameroun. Évolution des Éléments des Terres Rares en milieu ferrallitique. » *11^e Réunion des Sciences de la Terre*, Clermont-Ferrand, 18 p.
- BITOM (D.), 1988. – *Organisation et évolution d'une couverture ferrallitique en zone tropicale humide (Cameroun). Genèse et transformation d'ensembles ferrugineux indurés profonds.* Th. Doct. univ. Poitiers, 164 p.
- BOCQUIER (G.), MULLER (J.P.), BOULANGE (B.), 1984. – « Les latérites. Connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation » in *Livre jubilaire du Cinquantenaire*, Afes, Paris : 123-138.
- BONNEAU (M.), SOUCHIER (B.) édés., 1979. – *Pédologie : Constituants et propriétés.* Paris, Masson.
- BOULANGE (B.), 1984. – *Les formations bauxitiques latéritiques de Côte-d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé.* Paris Orstom, Trav. et Doc., 175, 363 p.
- BOULET (R.), 1978. – *Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Équilibres dynamiques et bio-climatiques.* Paris, Mém. Orstom, 85, 272 p.
- BRAUN (J.-J.), PAGEL (M.), MULLER (J.P.), BILONG (P.), MICHARD (A.), GUILLET (B.), 1990. – Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54 : 781-795.
- BRINKMAN (R.), 1970. – Ferrololysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3 : 199-205.
- CALVERT (C.S.), BUOL (S.W.), WEED (S.B.), 1980. – Mineralogical characteristics and transformations of a vertical rock-saprolite soil sequence in the North Carolina piedmont : I. Profile morphology, chemical composition and mineralogy. *Soil Sci. Soc. Am. Journ.*, 44 : 1099-1103.
- CASES (J.M.), LIETARD (O.), YVON (J.), DELON (J.F.), 1982. – Étude des propriétés cristallochimiques, morphologiques, superficielles de kaolinites désordonnées. *Bull. Minéralogie*, Paris, 105 : 439-455.
- CHURCHMANN(G.J.), WHITTON (J.S.), CLARIDGE (G.G.C.), THENG (B.K.G.), 1984. – Intercalation method using formamide for differentiating halloysite from kaolinite. *Clays and Clay Min.*, 32 (4) : 241-248.
- DELVIGNE (J.), 1965. – *Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique.* Paris, Mém. Orstom, 13, 117 p.
- EDIMO (A.M.L.), 1985. – *Le massif syénitique d'Akongolo-Lolodorf (Sud-Cameroun). Interprétation des anomalies radiométriques. Comparaison avec l'arc syénitique Mont des Eléphants-Rocher du Loup.* Th. de doct. Spéc., univ. Orléans, 215 p.
- ESWARAN (H.), YEOW YEW HENG, 1976. – The weathering of biotite in a profile on gneiss in Malaysia. *Geoderma*, 16 : 9-20.
- GALLEZ (A.), JUO (A.S.R.), HERBILLON (A.J.), 1976. – Surface and charge characteristics of selected soils in the tropics. - *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40 : 601-608.
- GUILLET (B.), JEANROY (E.), 1985. – Note sur une méthode chimique d'évaluation des substitutions alumineuses dans les oxydes et/ou oxyhydroxydes de fer. *Science du Sol*, 1 : 37-40.
- GUILLET (B.), ROUILLER (J.), 1979. – « La granulométrie » in : M. BONNEAU et B. SOUCHIER édés. : 227-233.
- KAMGANG BEYALA, 1987. – *Altération supergène des roches grenatifères de la région de Yaoundé (Cameroun) : pétrologie - minéralogie.* Th. Spéc., univ. Poitiers, 170 p.
- LEPRUN (J.C.), 1979. – *Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique de l'Ouest sèche. Genèse, transformation, dégradation.* Sci. Géol., Strasbourg, série Mémoire, 58, 224p.
- MARTIN (D.), 1967. – Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre-Cameroun. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, 5 (2) : 189-217.
- MARTIN (D.), SIEFFERMANN (G.), VALLERIE (M.), 1966. – Les sols rouges du Nord-Cameroun. *Cah. Orstom, série Pédol.*, 4 (3) : 3-28.
- MEHRA (O. P.), JACKSON (M.L.), 1960. – Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay mine.*, 7 : 317-327.
- MESDAGH (M.M.), VIELVOYE (L.), HERBILLON (A.J.), 1980 – Iron in kaolinite. II. The relationship between kaolinite crystallinity and iron content. *Clay Min.*, 15 : 1-13.
- MULLER (J.P.), 1977. – Microstructuration des horizons rouges ferrallitiques à l'amont des modelés convexes. Centre-Cameroun. *Cah. Orstom, Sér. Pédol.*, 15 : 25-44.
- MULLER (J.P.), 1987. – *Analyse pétrologique d'une formation latéritique meuble du Cameroun. Essai de traçage d'une différenciation supergène par les paragenèses minérales secondaires.* Th. Doct. ès Sci. nat., univ. Paris-VII.
- MULLER (J.P.), BOCQUIER (G.), 1986. – Dissolution of kaolinites and accumulation of iron oxides in lateritic ferruginous nodules. Mineralogical and microstructural transformations. *Geoderma*, 37 : 113-136.

- NAHON (D.), JANOT (C.), KARPOFF (A.M.), PAQUET (H.), TARDY (Y.), 1977. – Mineralogy, petrography and structure of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the western part of Senegal. *Geoderma*, 19 : 263-277.
- NOACK (Y.), NAHON (D.) eds, 1990. – Geochemistry of the earth's surface and of mineral formation. *Chemical Geology*, 84. (1/4).
- OMOKO (M.), 1984. – Dynamique de l'eau dans un sol et étude comparée entre l'évaporation mesurée et calculée en climat équatorial. Th. Doct. Spéc., univ. de Bordeaux.
- ROSELLO (V.), MULLER (J.P.), ILDEFONSE (Ph.), BOCQUIER (G.), 1982. – Analyse des transformations structurales et minéralogiques par altération et pédogenèse d'une migmatite de l'est du Cameroun. *Ann. Fac. Sci., Yaoundé, Cameroun*, 4 (1) : 7-34.
- ROUILLER (J.), GUILLET (B.), BRUCKERT (S.), 1980. – Cations acides échangeables et acidités de surface. Approche analytique et incidences pédogénétiques. *Science du Sol*, 2 : 161-175.
- SCHULTZE (D.G.), 1984. – The influence of aluminium on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay minerals*, 32 (1) : 36-44.
- SCHWERTMANN (U.), 1964. – Diefferenzierung der Eisenoxide des Bodens durch photochemische Extraktion mit sauer Ammoniumoxalat-Lösung. *Zeitch. f. Pflanzener. u. Bodenk.*, 105 : 194-202.
- SCHWERTMANN (U.), 1988. – « Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments » in : J.W STUCKI, B.A. GOODMAN and U. SCHWERTMANN eds., 1988 : 267-308.
- SEGALEN (P.), 1967. – Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. Orstom, Sér. Pédol.* 5 (2) : 137-187.
- STUCKI (J. W.), GOODMAN (B.A.), SCHWERTMANN (U.) eds., 1988. – *Iron in soils and clay minerals*, D. Reidel Publish., Nato Asi serie C, 217.
- TROLARD (F.), BILONG (P.), GUILLET (B.), HERBILLON (A.J.), 1990. – « Halloysite-Kaolinite-Gibbsite-Boehmite : a thermodynamical modelisation of equilibria as function of water and dissolved silica activities » in : Y. NOACK and D. NAHON (eds.), 1990 : 294-297.
- VALLERIE (M.), 1973. – *Contribution à l'étude des sols du Centre-Sud-Cameroun. Type de différenciation morphologique et pédogénétique sous climat subéquatorial*. Trav. et doc. Paris, Orstom, 29, 109 p.
- WACKERMAN (J.M.), 1975. – *L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semi-humide. Étude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal Oriental. Conséquences pour la cartographie et la prospection*. Th. Doct. ès Sci. nat., univ. Strasbourg, 373 p.
- YONGUE-FOUATEU (R.), 1986. – *Contribution à l'étude pétrologique de l'altération et des faciès de cuirassement ferrugineux des gneiss migmatitiques de la région de Yaoundé*. Th. de Spéc., univ. Yaoundé, 214 p.

ANNEXE I

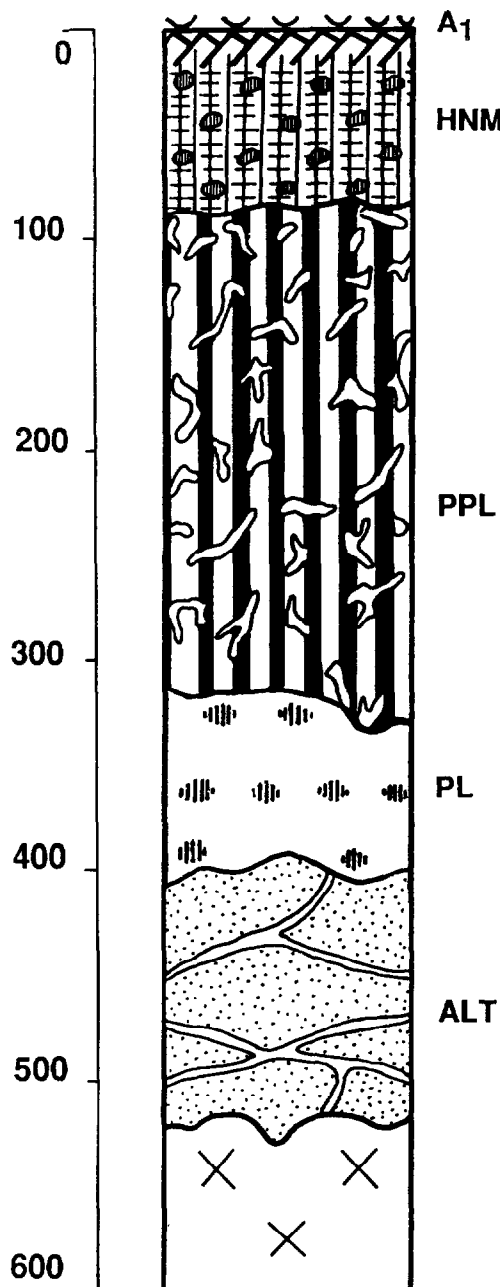
Description détaillée du profil développé sur syénite d'Akongo
Detailed description of a profile developed on the Akongo syenite

Colline de Nguen Ikoa, village de N'gombas

Altitude = 730 m ; Long = 11°05'09" E.; Lat. = 3°25' N

Roche mère : Syénite alcaline potassique à microcline d'Akongo.

Végétation : Forêt dense humide.



A₁ 0-1 cm : *litière de feuilles* : Très peu épaisse, elle comprend des feuilles diverses en cours de composition, montrant des nervures résiduelles mélangées à des brindilles noircies - Structure très aérée.

1-5 cm : *A1* : Brun foncé (10YR3/3), homogène, texture argileuse pourvue de nodules ferrugineux rouges millimétriques, associés à des grains de quartz fins, propres et à quelques grains de feldspaths - Structure grumeleuse; porosité interstitielle importante; cohésion faible; friabilité forte; tapis de racines fines à moyennes horizontales et renfermant les agrégats de sol. Forte activité biologique; pédotubules, cavités, déjections animales, présence de termitières et de turricules de vers de terre. Transition avec l'horizon inférieur par l'intermédiaire d'un A3 de couleur brun jaune, peu épais.

5-94 cm : *Horizon nodulaire meuble* : jaune-brun (10YR5/6); texture argileuse, présentant de nombreux nodules ferrugineux, centrimétriques à millimétriques (51% du poids de l'horizon). Les nodules ont une surface noire patinée, une forme anguleuse à arrondie et sont associés à des rares blocs de pétroplinthite. Présence de boules relictuelles de syénites, montrant un cortex d'altération blanchâtre. Quelques grains de quartz et de feldspaths sont visibles à l'oeil nu et à la loupe lorsqu'on casse un agrégat. Structure polyédrique subangulaire moyenne à fine. Présence de grosses racines (3 mm de diamètre), se raréfiant vers la base de l'horizon.

94-325 cm : *Pétroplinthite* : C'est un horizon induré et hétérogène. Cette hétérogénéité est liée à l'apparition de taches rouges (7,5R4/8) de texture sablo-limoneuse larges de 20cmx5cm, et de taches blanches argileuses (10YR8/1) moins étendues (2cmx2cm). Ces dernières sont frangées par un fin liseré jaune (10YR8/8) de texture sablo-limoneuse. Les nodules ferrugineux sont rares, voire inexistantes. Les taches rouges sont indurées, très poreuses, alors que les taches blanches sont plus tendres et peu poreuses. Cette pétroplinthite présente des traces de taraudages verticaux, remplis d'argile blanchâtre. Les taches rouges montrent des revêtements violacés dans les pores très fins et visibles seulement à la loupe. Présence de quelques minéraux sombres. Porosité avec l'horizon inférieur nette et ondulée.

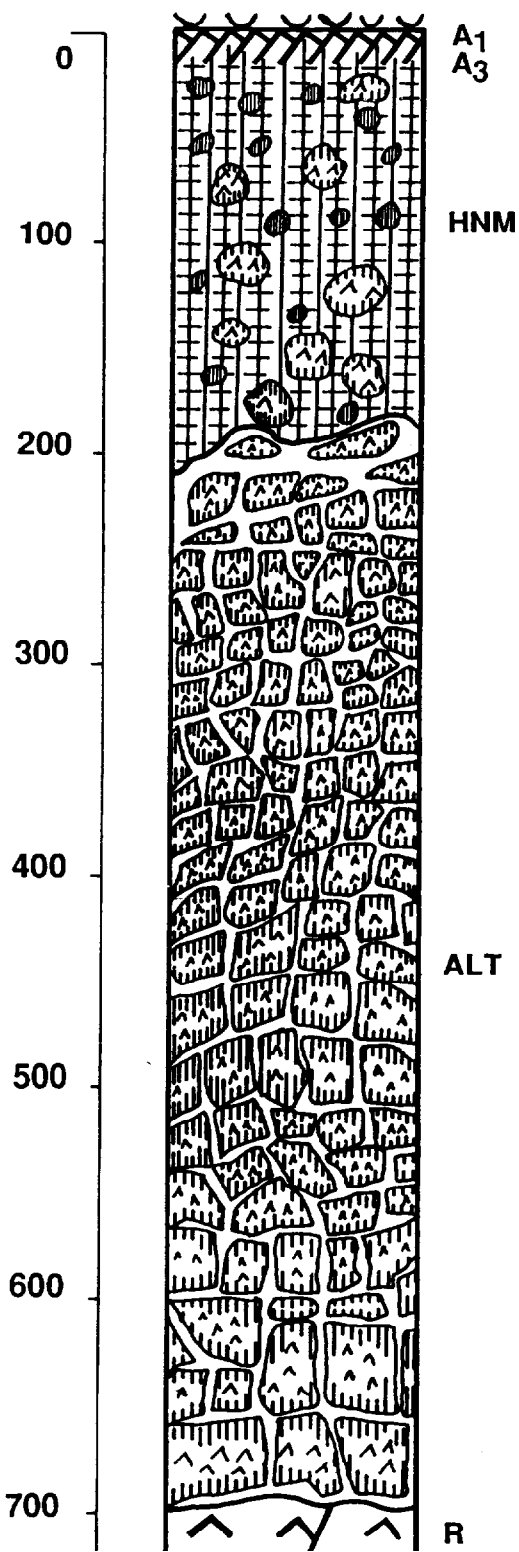
325-400 cm : *Plinthite* : C'est un horizon non induré hétérogène, marqué par la présence de plages rouge clair (10R6/8) de texture sableuse et peu étendues (6cmx2cm), et de plages blanches (10YR8/1) beaucoup plus larges (20cmx4cm), frangées par un fin liseré jaune (2,5YR7/8). Dans les plages rouges et jaunes, on observe à la loupe une très forte proportion de grains feldspathiques anguleux, associés à quelques grains de quartz également anguleux. On note également la présence de revêtements jaunes de ferri-argillanes dans les pores très fins. Cet horizon dont la consistance est faible et la friabilité élevée, a une structure particulière. Il est traversé de place en place par des veines blanches (10YR8/1) larges de 2cm environ, subhorizontales et microlitées. Présence de nombreuses boules relictuelles de syénite, présentant un cortex d'altération blanchâtre et sableux. La transition avec l'horizon inférieur est graduelle et régulière.

400-500 cm : *Altérite* : Elle est constituée d'une arène sableuse de couleur jaune pâle à la base (2,5YR8/3), jaune-rouge au sommet (5YR6/8), renfermant de place en place des minéralisations sombres millimétriques, dont l'alignement rappelle celle des minéraux ferromagnésiens de la roche saine. Cette arène sableuse présente par endroits un début de différenciation de plages rougeâtres à violacées, larges de 2 à 4 cm. Cette arène est traversée de veines blanches microlitées et argileuses (10YR8/1), larges de 4 à 5 cm, montrant une association de plages blanches de structure amygdalaire, séparées par des lamelles brunes (7,5R3/4), de 3 cm de largeur environ. A la loupe, on observe des revêtements jaunes dans les pores de l'arène sableuse et une forte proportion de feldspaths anguleux. Cet horizon passe brutalement à la roche syénitique et présente de nombreuses boules relictuelles de syénites à cortex d'altération blanchâtres et sableux.

ANNEXE II

Description détaillée du profil développé sur gneiss d'Akongo
Detailed description of a profile developed on the Akongo gneiss

Colline de Nguen Ikoa, village de N'gombas
Altitude = 740 m ; Long. = 11°05' E.; Lat. = 3°25' N.
Roche mère : Amphibolopyroxénite à grenat almandin
Végétation : Forêt dense humide



0-1 cm : litière végétale : Elle est formée de nombreuses feuilles brune isolées. Quelques unes sont ajourées. Au contact de l'horizon A1 sous-jacent, on observe quelques feuilles blanches et fragmentées.

1-5 cm : A1 : Brun sombre (10YR3/4), poreux, bien aéré et de texture argilolimoneuse à argileuse. Structure grumeleuse. Tapis de racines horizontales et obliques denses; cohésion faible, friabilité élevée. Transition avec l'horizon inférieur nette.

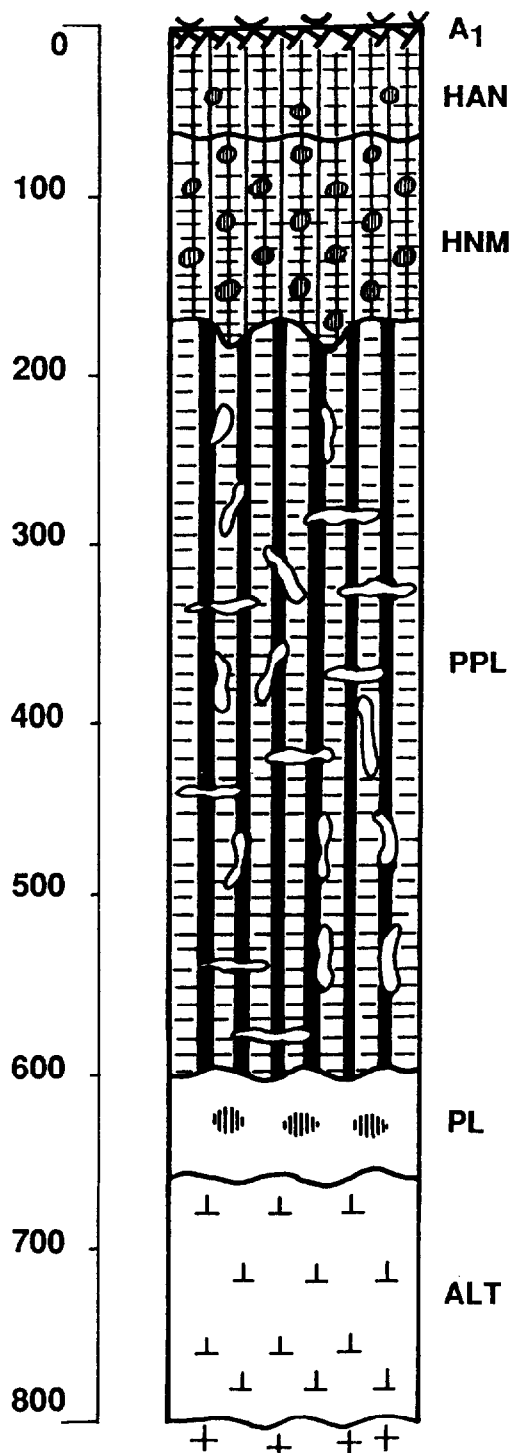
5-8 cm : A3 : Brun (10YR4/6) à l'état humide, texture argileuse avec de nombreux nodules et fragments l'altérite de taille millimétrique à centimétrique. On note la présence de racines verticales et obliques de diamètre millimétrique à centimétrique. Structure polyédrique subangulaire fine, porosité élevée, cohésion moyenne. Transition graduelle avec l'horizon inférieur.

8-200 cm : Horizon nodulaire meuble : Brun-jaune (7,5YR5/6), texture argileuse, avec de nombreux nodules ferrugineux et des fragments d'altérite sous-jacente (62% du poids de l'horizon). A la loupe, on observe sur les nodules éclatés des minéralisations blanchâtres, très poreuses et d'aspects cotonneux, ainsi que des reliques de minéraux ferromagnésiens dont il ne reste que des cavités séparées par des cloisons ferruginisées rouge violacé (fantôme de grenat ou d'amphiboles et pyroxènes). La matrice terreuse qui cimente les différents nodules à fine. Porosité élevée, cohésion faible, présence de racines verticales et obliques. Limite avec l'horizon inférieur nette et brutale, légèrement ondulée.

200-700 cm : Altérite ou "pain d'épice" : Rouge (10YR4/8), humide, jaune-rouge (7,5YR7/8) sec. C'est un horizon moyennement induré, homogène, il est parcouru par un ensemble de diaclases horizontales et obliques, remplies par un matériau argileux jaunâtre. Ces diaclases, vestiges des structures de la roche saine, confère à cet horizon une macroporosité élevée. A la loupe, l'altérite montre par endroits un enchevêtrement de fines aiguilles blanches, très oreux, séparés par des vides. On observe également des minéralisations sombres, plus ou moins sphériques. On note également, la présence de fantômes de minéraux ferromagnésiens, caractérisés par des cloisons rouge violacé séparant des cloisons parfois coupés par des grains de quartz translucides. On observe par endroits, de plus en plus fréquemment vers la base de l'horizon, des boules relictuelles ferruginisées d'amphibolopyroxénite. Transition brutale avec la roche saine.

ANNEXE III
Description détaillée du profil développé sur amphibolopyroxénite
Detailed description of a profile developed on the amphibolopyroxénite

Colline de Nkolayob; Village Ekoud-Bessanda
Altitude = 760 m ; Long. = 11°04'31"E.; Lat. = 3°25'56"N.
Roche mère = Gneiss leucocrate à pyroxène
Végétation = Forêt dense humide



0-1 cm : Litière végétale : Elle est constituée de rares feuilles brunes, à texture reconnaissable, mêlées de débris ligneux noircis et de nervures d'anciennes feuilles dégradées. Cette litière clairsemée repose directement sur l'horizon organominéral sous-jacent. Une intense activité biologique est à signaler au-dessus de la litière : termitière, turricules de vers de terre.

1-5 cm : A1 : Brun sombre (7,5R3/2) à sec, homogène, texture argileuse renfermant quelques nodules ferrugineux rouges de taille millimétrique, et des grains de quartz fins et propres. Structure grumeleuse, porosité intersticielle élevée, friabilité forte, tapis de racines renfermant des agrégats de sol. Transition avec l'horizon inférieur graduelle, par l'intermédiaire d'un horizon A3 brun clair (7,5 YR5/4).

5-60 cm : Horizon argileux meuble (HAN) : Brun-jaune (10YR5/6) à l'état humide; argile contenant quelques nodules ferrugineux de taille millimétrique à centimétrique (12% du poids de l'horizon), la surface des nodules est noire pâtinée et la forme est angulaire à arrondie. Structure polyédrique subangulaire moyenne à fine. Porosité élevée, cohésion moyenne, présence de quelques racines verticales centimétriques à millimétriques et de quelques boules relicuelles de gneiss en voie d'altération. A la loupe, on observe de nombreux grains de quartz millimétriques anguleux. Transition avec l'horizon inférieur nette et ondulée.

60-170 cm : Horizon nodulaire meuble (HNM): Brun-jaune (10YR5/6) à l'état humide; argile pourvue de nombreux nodules ferrugineux millimétriques à centimétriques (58% du poids de l'horizon), leur surface est également noire et pâtinée, et leur forme est anguleuse à arrondie. Comme dans l'horizon sus-jacent, on note la présence de fins grains de quartz de couleur terreuse. De petites taches rouges millimétriques (2,5R4/6) sont également à signaler. Quelques rares racines sont présentes. Transition avec l'horizon inférieur nette et ondulée, et présentant des poches.

170-600 cm : Pétroplinthite : C'est un horizon moyennement induré, mais se cassant à la main. Il est hétérogène. Cette hétérogénéité est marquée par la présence d'un fond matriciel rouge dominant (7,5R3/6), marbré de taches blanches ourlées de franges jaunes (10YR5/8). Les fonds matriciels rouges renferment de place des reliques d'altérite riches en quartz. Les nodules ferrugineux y sont rares. A la loupe, on observe dans les pores des revêtements rouge-violacé, ou des cristallisations blanchâtres, d'aspect cotonneux. Au microscope électronique à balayage, on se rend compte que ces cristallisations blanchâtres correspondent à de la gibbsite macrocristalline.

600-660 cm : Plinthite (PL) : Horizon hétérogène, non induré, comprenant une trame rouge (7,5R3/6) marbrée de taches blanches et ourlées de franges jaunes (10YR6/6).

660-800 cm : Altérite; arène jaune orangé (10YR7/8) conservant la structure gneissique et de texture sableuse à sablo-limoneuse.