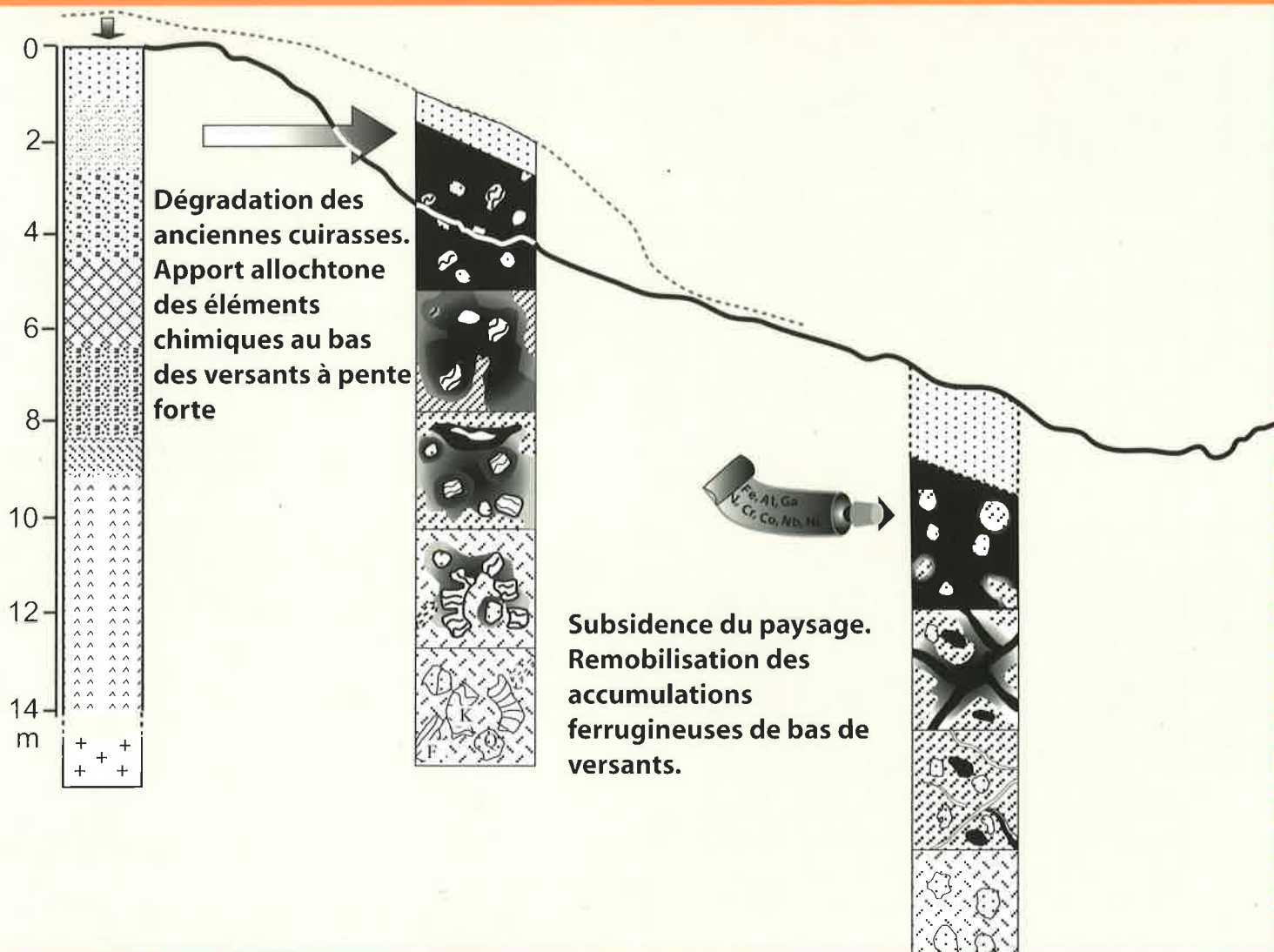


Cuirassement ferrugineux actuels de bas de versants en zone forestière humide du Sud-Cameroun

par Emile Temgoua



Mémoires de Géologie (Lausanne)

Section des Sciences de la Terre
Université de Lausanne
BFSH-2, 1015 Lausanne, Suisse



38

Ce(tte) création est mise à disposition selon les termes de la
Licence Creative Commons 4.0 International

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

Mémoires de Géologie (Lausanne)

EDITEUR DE LA SERIE

Jean Guex
Institut de Géologie et Paléontologie
BFSH-2 Université de Lausanne
CH-1015, Lausanne SUISSE

COMITE EDITORIAL

Clark Blake
U.S. Geological Survey
345 Middlefield Road
94025 Menlo Park, California, U.S.A.

Francis Hirsch
Geological Survey of Israel,
30 Malkhe Israel Street
95501 Jerusalem, ISRAEL

Gilles S. Odin
Géochronologie et Sédimentologie
Université P. et M. Curie, 4 Place Jussieu
75252 Paris Cedex 05 FRANCE

Hugo Bucher
Paleontologisches Institut
Universität Zürich
8006 Zürich

Alan R. Lord
Department of Earth Science
University College, Gower Street
WC1E 6BT, London, U.K.

José Sandoval
Dpto. Estratigrafía y Paleontología
Universidad de Granada
18002, Granada, ESPAGNE

Jim T.E. Channell
Department of Geology
University of Florida
Gainesville, FL 32611-2036, U.S.A.

Jean Marcoux
Géologie Paris VII et IPGP
Tour 25/24 1er étage, 2 place Jussieu
75251 Paris Cedex 05 FRANCE

Rudolph Trümpy
Geologisches Institut, ETH-zentrum
Sonneggstrasse 5
CH-8092, Zürich, SUISSE

Giorgio Martinotti
Dipartimento di Scienze della Terra
Università, Via Valperga Caluso 37
10125 Torino ITALIE

Mémoires de Géologie (Lausanne)
Section des Sciences de la Terre
Institut de Géologie et Paléontologie
Université de Lausanne
BFSH-2, CH-1015 Lausanne

TEMGOUA Emile

Titre : Cuirassement ferrugineux actuel de bas de versants en zone forestière humide du Sud-Cameroun
Mém. Géol. (Lausanne), n° 38, 2002, 134 pp., 83 text-figs., 4 pl.
ISSN: 1015-3578

Imprimeur : Chabloz S.A., Tolochenaz

**Cuirassement ferrugineux actuel de bas de versants
en zone forestière humide du Sud – Cameroun**

Emile TEMGOUA

Mémoires de Géologie (Lausanne) No. 38, 2002

Dessin couverture : Evolutions structurales des accumulations ferrugineuses dans la zone forestière humide du Sud-Cameroun montrant le démantèlement des paysages cuirassés anciens et la formation des nouveaux faciès ferrugineux en bas de versants des pentes de plus en plus basses.

REMERCIEMENTS

J'aimerais dire merci

A Hans - Rudolf PFEIFER et Dieudonné BITOM qui m'ont encouragé et orienté mon thème de recherches,

A tous les scientifiques qui ont fait partie du jury de ma thèse :

- Raymond ROULET,
- Yves LUCAS,
- Philippe THELIN,
- Philippe De Pury.

A la Commission Fédérale des Bourses pour Etudiants Etrangers (CFBE) qui a financé mon séjour académique en Suisse,

A la Fondation 450e anniversaire de l'Université de Lausanne

et à la **Société**
Académique
Vaudoise

pour avoir financé en partie la publication de ce mémoire,

Au Professeur Gilles S. Odin pour avoir accepté de reviewer ce mémoire.

*Je dédie ce mémoire à mon père et à ma mère disparus
prématurément en 1977 et en 1997 respectivement.*

PLAN DU MEMOIRE

	Pages
GLOSSAIRE	vii
ABREVIATIONS	viii
RESUME	1
ABSTRACT	2

CHAPITRE 1 : PRESENTATION GENERALE DE L'ETUDE

I - BUT ET INTERET DE L'ETUDE	3
II – REVUE DES TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE CUIRASSEMENT FERRUGINEUX	4
A - Le cuirassement en zone tropicale à saisons contrastées	4
1 - Conditions climatiques	4
2 - Caractères morfo – structuraux	4
3 - Mécanismes de cuirassement	5
4 – Evolution minéralogique : les formes du fer.....	6
5 - Conclusion : stabilité des cuirasses.....	6
B – Le cuirassement en zone tropicale humide sous forêt.....	6
1 - Conditions climatiques.....	6
2 - Caractères morfo - structuraux.....	6
3 – Forme minéralogique.....	7
4 - Conclusion : dégradation des cuirasses ferrugineuses.....	7
C – Conclusion : comparaison du cuirassement en zone tropicale à saisons contrastées et du cuirassement en zone tropicale humide sous forêt.	8
III - TERMINOLOGIE.....	8
IV – METHODES DE TRAVAIL	9
V – STRUCTURE DU MEMOIRE.....	10

CHAPITRE 2 : MILIEU PHYSIQUE SUD – CAMEROUNAIS

I – SITUATION GEOGRAPHIQUE.....	11
II – CLIMAT.....	11
III – PHYTOGEOGRAPHIE.....	12
IV – GEOLOGIE.....	13
A – Esquisse de l’histoire géologique.....	13
B – Les formations du craton.....	13
C – Tectonique.....	14
V – CARACTERES GENERAUX DU RELIEF SUD – CAMEROUNAIS.....	15
A – Les grands traits morphologiques du Cameroun.....	15
B – Le plateau du Sud – Cameroun : une surface d’érosion d’extension africaine entre 600 et 800 m d’altitude	15
C – Morphologie de la région de Meyomessala : la place de l’interfluve d’étude	17
VI – HYDROGRAPHIE.....	18
VII – SOLS.....	19
VIII – CONCLUSION.....	20

CHAPITRE 3 : ETUDE DE L'ENVIRONNEMENT PHYSIQUE DU SITE DE MEYOMESSALA

I – LOCALISATION, HYDROGRAPHIE ET GEOLOGIE.....	21
A – Localisation géographique	21

B – Hydrographie.....	21
C – Pétrographie du granodiorite	22
II – LES UNITES DE MODELÉ : INVENTAIRE, DESCRIPTION ET DISTRIBUTION.....	23
A – Méthodes d'étude.....	23
B – Les principales unités de modelé : inventaire, description et localisation spatiale.....	24
1 – Les plateaux.....	24
2 – Les hauts de versants à pente faible	24
3 – Les bas de versants à pente moyenne	24
4 – Les bas de versants à pente forte	24
5 – Les bas de versants à pente faible	24
6 – Les zones marécageuses	24
C – Conclusion.....	24

CHAPITRE 4 : ORGANISATION DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE DU SITE DE MEYOMESSALA

I – LES VOLUMES PEDOLOGIQUES : INVENTAIRE, CARACTERISATIONS MACROSCOPIQUES ET DISTRIBUTION SPATIALE	27
A – Inventaire et caractérisations macroscopiques des faciès de sol	27
B – Répartition latérale des volumes pédologiques dans l'interfluve	32
II – REPARTITION SPATIALE DES DIFFERENTS FACIES DE SOL DANS L'INTERFLUVE	34

CHAPITRE 5 : ETUDE PETROLOGIQUE DES SOLS DE MEYOMESSALA

I – DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES ET DONNEES D'ANALYSES	35
A – Les faciès d'altération	35
B – Les faciès à cuirasse en dégradation du plateau sommital	37
C – Les faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants	39
1 – Etude des faciès sur pente faible	40
2 – Etude des faciès sur pente moyenne.....	44
3 – Etude des faciès sur pente forte : l'argile tachetée	51
II – FILIATIONS PETROLOGIQUES DES DIFFERENTS FACIES PEDOLOGIQUES	52
A – Domaine cuirassé sommital	52
1 – Discontinuité entre l'altération actuelle et le décuirassement	52
2 – Faible accumulation du fer au sommet des altérites	53
3 – Forte dissolution du fer à partir du décuirassement.....	53
B – Les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants	54
1 – Séquence sur pente faible	54
2 – Séquence sur pente forte	55
3 – Séquence sur pente moyenne	55

CHAPITRE 6 : ETUDE GEOCHIMIQUE DÉTAILLÉE DE LA ROCHE ET DES SOLS DU SITE DE MEYOMESSALA

I – LES FORMES DU FER ET LES CARACTERISTIQUES INDUITES DANS LES SOLS	57
II – DIFFERENCIATION DES ELEMENTS MAJEURS ET TRACES DANS LES SOLS DU SITE DE MEYOMESSALA	60
1 – Composition géochimique de la roche saine.....	61
2 – Variation géochimique dans la séquence de pente faible	62
3 – Variation géochimique dans la séquence de pente moyenne	64
4 – Variation géochimique dans la séquence de pente forte	66

5 – Variation géochimique dans les sols cuirassés du plateau sommital	66
III – BILAN GEOCHIMIQUE DES PROCESSUS D’ALTERATION LATERITIQUE	68
A – Méthodes	68
B – Bilan géochimique dans les profils d’altération de Meyomessala.....	69
1 – Choix de l’élément invariant : la stabilité du zirconium et du titanium	69
2 – Bilan dans le profil d’altération sur pente faible.....	70
3 – Bilan géochimique dans les profils d’altération sur pente moyenne.....	72
4 – Bilan géochimique dans les profils d’altération sur pente forte.....	73
5 – Bilan géochimique dans les sols cuirassés du plateau sommital.....	73
IV – APPORT DE LA GEOCHIMIQUE DANS L’ETUDE DES SOLS DE MEYOMESSALA	74

CHAPITRE 7 : FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L’INTERFLUVE D’ETUDE

I – PARAMETRES HYDROCLIMATIQUES.....	75
A – Quelques caractéristiques climatiques.....	75
B – Les précipitations.....	75
1 – Variations annuelles.....	75
2 – Variations inter-annuelles.....	75
C – Variation du niveau du Dja.....	76
1 – Etude des basses eaux.....	77
2 – Etude des hautes eaux.....	77
D – Qualité des eaux du Dja et érosion hydrique dans la région.....	78
E – Bilan hydrique.....	78
II – ETUDE QUANTITATIVE ET QUALITATIVE DES EAUX DES NAPPES, DES SOURCES ET DES PRINCIPAUX EXUTOIRES DU SITE.....	78
A – Modalités de prélèvements et d’analyses des eaux.....	78
B – Les nappes et les sources.....	79
1 – Fluctuations des niveaux piézométriques.....	79
2 – Fluctuations des sources.....	81
3 – Compositions chimiques des eaux.....	81
C – Les eaux des grands collecteurs du site.....	82
1 – Fluctuations des niveaux des eaux superficielles	82
2 – Chimie des eaux des grands collecteurs	83
III – INFLUENCE DES EAUX SUR LA MISE EN PLACE DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES DE BAS DE VERSANTS.....	83
A – Cycle des saisons et alimentation des nappes.....	83
B – Mise en évidence de nappes perchées temporaires et de nappes permanentes.....	84
C – Relation entre la dynamique des nappes et les matériaux pédologiques.....	84

CHAPITRE 8 : CARACTERISTIQUES DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES DE BAS DE VERSANTS DANS LA REGION DE MEYOMESSALA

I – LES FACIES DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES DE BAS DE VERSANTS	87
II – EVOLUTIONS PETROLOGIQUES DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES DE BAS DE VERSANTS	87
A – Une accumulation par aggradation à partir des domaines lithorelictuels	88
B – Une accumulation par réseau de fissures.....	89
III – MOBILITE DES ELEMENTS DANS LES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES DE BAS DE VERSANTS	90
A – Introduction	90

B – Fe et Al dans les accumulations ferrugineuses de bas de versants	90
C – Fractionnement des éléments traces	91
1 – Altération du granodiorite	91
2 – Mobilité des éléments dans les faciès de pente faible	91
3 – Mobilité des éléments dans les faciès de pente moyenne	92
IV – DATATIONS RELATIVES DES FORMATIONS PEDOLOGIQUES	93

CHAPITRE 9 : PROCESSUS FONDAMENTAUX DU CUIRASSEMENT Fe DE BAS DE VERSANTS EN ZONE FORESTIERE HUMIDE ET EVOLUTION DU PAYSAGE

I – INFLUENCE DU MODELÉ SUR LA MISE EN PLACE DES FACIES D’ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES.....	95
II - INFLUENCE DE LA DYNAMIQUE DES NAPPES SUR LA MISE EN PLACE DES FACIES D’ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES.....	95
III – PROCESSUS DE MISE EN PLACE DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES DE BAS DE VERSANTS EN ZONE FORESTIERE HUMIDE.....	96
A –Vers un cuirassement avorté.....	97
B – Vers un cuirassement massif.....	97
C – Vers un cuirassement vacuolaire.....	98
IV – DYNAMIQUE DU PAYSAGE.....	99
A – Distribution régionale des accumulations ferrugineuses actuelles dans le Sud - Cameroun ..	99
B – Essai de reconstitution du cuirassement actuel de bas de versants et modèle d’évolution	101
C – Vitesse d’évolution du paysage	102

CHAPITRE 10 : CONCLUSIONS GENERALES

1 – Morphologie du paysage du Sud – Cameroun et du site de Meyomessala.....	103
2 – Pétrologie des différents faciès d’accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants dans l’interfluve de Meyomessala	103
3 - Géochimie des accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants.....	104
4 – Dynamique des eaux sur l’interfluve de Meyomessala.....	104
5 – Evolution du paysage et cuirassement ferrugineux de bas de versants en zone forestière humide ..	104
6 - Perspectives et futurs travaux	105

BIBLIOGRAPHIE	107
----------------------------	------------

ANNEXES

1 - LISTE DES TABLEAUX ET FIGURES	119
2 - PROFILS DE SOLS	122
3 - ANALYSE CHIMIQUE PAR FLUORESCENCE AUX RAYONS X	123
4 - BILAN GEOCHIMIQUE	125
5 - EXTRACTIONS CHIMIQUES DES FORMES DE FER	126
6 - ANALYSE CHIMIQUE DES EAUX	127
7 - PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	129

GLOSSAIRE

Les définitions qui suivent sont tirées de Brewer (1964), Lozet et Mathieu (1990) et Tardy (1993)

Accumulation absolue : une importation ou une addition de matière, au sein d'un volume connu ou d'une structure définie. Elle se fait par transfert en solution, précipitation ou néoformation (voie chimique). Elle ne se fait pas par un transport en suspension et sédimentation (voie mécanique) ou par acheminement et dépôt (voie biologique).

Accumulation relative : elle résulte d'une soustraction de matière qui laisse sur place, concentrée, la fraction non exportée du matériel résistant.

Agradation : processus de formation et de développement. Pour le cuirassement ferrugineux l'agradation se manifeste de deux manières. Le premier concerne l'augmentation de la teneur en fer et de l'induration par les étapes suivantes : taches, subnodules, nodules, faciès massifs. Le second est un processus d'accumulation cutanique et d'incrustation qui domine dans le faciès vermiforme.

Aggloméropasmique : type de distribution du plasma qui constitue un remplissage lâche et incomplet entre les grains du squelette.

Argile bariolée : niveau du sol renfermant des matériaux pédologiques de classe texturale dont la terre contient 35 pourcent ou plus d'argile en poids et dont le bariolage est assurée par la présence des taches ou des subnodules de taille centimétrique variablement distribués.

Argile tachetée : Idem à argile bariolée mais renfermant des taches, des subnodules de taille plus petite.

Bimasépique : orientation bidirectionnelle des séparations plasmiques.

Carapace : accumulation ferrugineuse à induration intermédiaire entre un horizon argileux et une cuirasse.

Cristique : trait pédologique formé d'un plasma cristallisé.

Cristalliplasma : un plasma cristique disposé sur les parois, et à l'intérieur d'un vide.

Cuirasse ferrugineuse : accumulation indurée de fer sous forme d'hématite et de goethite, montrant encore d'importantes proportions de kaolinite mais souvent aussi de quartz ; la gibbsite est quelquefois présente. La structure est très souvent nodulaire ou pisolitique et plus rarement massive ou vermiforme.

Faciès : ensemble des caractères structuraux qui définissent un niveau du sol.

Fond matriciel : fond constitué de grains de squelette, de plasma et de vides, non-organisé, ne montrant pas de traits pédologiques.

Glébule : trait pédologique qui se distingue du fond matriciel qui sert de référence par une grande concentration de matière. Glébule est le nom général pour les taches, les nodules et les pisolites considérés au sein du fond matriciel où ils sont formés.

Gley : horizon désigné par la lettre G et formé au niveau des fluctuations de la nappe aquifère. Ces fluctuations créent dans le sol des conditions alternativement aérobies et anaérobies. Le fer précipite à ce niveau sous forme ferrique et se signale par la présence de taches de couleur rouille.

Insépique : orientation sans direction préférentielle des séparations plasmiques.

Lattisépique : orientation en deux directions sub-perpendiculaires des séparations plasmiques.

Lithomarge : niveau d'altération de la roche où la structure de celle-ci reste reconnaissable ou horizon C des sols ferrallitiques.

Masépique : orientation uni-directionnelle des séparations plasmiques.

Pédoplasmation : formation d'un plasma organisé en taches ou concrétions tendant, dans le cas des latérites à associer le plasma kaolinitique au plasma ferrugineux goethitique et plus généralement hématitique et tendant à exclure – bien que souvent englobés - les grains du squelette.

Pédoturbation : mouvement local de matériaux du sol (sous l'influence de la faune, de la flore, de la croissance ou de l'altération des minéraux du sol,...), tendant à perturber la structure de la roche-mère.

Plasma : matériel fin, mobile, voir soluble, susceptible de se déplacer, de précipiter, de se déposer, de se déformer, de s'arranger, de s'orienter etc.

Porphyrosquélique : une distribution relative où le plasma apparaît comme une masse dense dans laquelle les grains de squelette sont disposés à la façon des phénocristaux dans une roche à texture porphyrique.

Saprolite : faciès basal de tout profil d'altération à architecture parentale conservée, à texture grossière ou fine, à structure massive.

Silasépique : plasma sans séparations, non orienté et constitué de particules de la taille des limons.

Sépique : type d'assemblage du fond matriciel dans lequel il y a des séparations plasmiques à extinction striée. Il peut être insépique, mosépique, vosépique, skelsépique, masépique, lattisépique ou omnisépique.

Squelette : grains rigides, relativement stables ou peu mobiles, formant la charpente du sol.

Vosépique : orientation des séparations plasmiques associée de manière subcutanique aux parois vides.

ABREVIATIONS

AGJ : argile gris jaune

ARB : argile bariolée

ARG : argile grise

at : argile tachetée

CBD : Citrate – Bicarbonate - Dithionite

CMB : carapace massive bariolée

CMT : carapace massive tachetée

CUI : cuirasse

CVB : carapace vacuolaire bariolée

DRX : diffractométrie de rayons X

FM : fond matriciel

I : gibbsite

G : goethite

HAM : ensemble argileux meuble

H : hématite

HFT : horizon brun rouge finement tacheté à noyaux ferrugineux

HNM : ensemble nodulaire meuble

K : kaolinite

LOI : Loss on ignition ou perte au feu

pl. : planche

Q : quartz

RESUME

Le présent travail s'inscrit dans le domaine de la géoscience de surface et intègre la géochimie de basse température, la géomorphologie et la pédologie. Les sols étudiés sont des latérites. Lorsqu'ils sont frais, ces matériaux sont facilement modelés pour fabriquer des briques de construction. Exposés à l'air, ils durcissent rapidement et résistent alors remarquablement aux agents atmosphériques. Le durcissement des latérites riches en fer aboutit au cuirassement ferrugineux. Le cuirassement bien connu est celui des zones de savane à saisons contrastées. Il est aussi observé au sommet d'interfluves en zone forestière humide du Sud - Cameroun. Ici, les vieilles cuirasses formées jadis sous des climats anciens sont en déséquilibre sous un nouveau climat plus humide ; elles se dégradent et se démantèlent, affectant la morphologie des paysages. Parallèlement dans ces mêmes paysages, les accumulations ferrugineuses actuelles s'individualisent aux bas des versants, dans la zone de battement de la nappe phréatique. Elles sont ubiquistes et apparaissent comme des précurseurs d'un nouveau cuirassement. Ce nouveau cuirassement, spécifique des milieux forestiers humides, reste encore très mal connu malgré son importance dans les sols (lutte anti - érosive) et malgré ses implications dans la vie de l'Homme, négatives (handicap pour l'agriculture, réorientation des types forestiers, ...), positives (matériel de construction, ...). Cette étude permet de faire sa connaissance.

Le travail a été réalisé en deux étapes successives : des cartes topographiques et pédologiques ont été dressées au 1/5000^e, corrélées avec une analyse du modelé des versants dans un site représentant une unité paysagique (à Meyomessala) ; les observations macro et micromorphologiques, l'analyse minéralogique, l'analyse des éléments majeurs et des traces, les extractions chimiques sélectives permettent de retracer les conditions de genèse des accumulations ferrugineuses en milieu forestier humide.

Il apparaît que l'interfluve de Meyomessala est une butte tabulaire à versants dissymétriques. Les versants montrent une morphogenèse progressive des pentes fortes vers les pentes faibles avec l'enfoncement des thalwegs. Au bas des versants, les faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles sont répartis en fonction de la valeur de ces pentes. Les pentes fortes présentent le faciès argile tachetée, restreint à l'extrémité du versant. Les pentes plus faibles et basses en altitude, et où le démantèlement des vieilles cuirasses est plus poussé, montrent des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles (argile et carapace bariolées) qui évoluent vers les carapaces vacuolaires encore plus étendues sur le versant. Entre les deux, les séquences de pente moyenne montrent de l'argile bariolée évoluant vers les carapaces massives.

Le nouveau cuirassement sur pentes forte et moyenne se fait à travers une accumulation ferrugineuse par agradation à partir des domaines lithorelictuels ; il est accompagné de l'accumulation de Al, Ga, des éléments de transition V, Cr, Co, Nb et Ni et d'une faible lixiviation des terres rares légères (Ce, Nd et La). Lorsque la pente devient faible, un fort contraste d'humidité s'installe et les matériaux de base sont fissurés. Le fer, préalablement accumulé dans des faciès de pente moyenne, est remobilisé puis précipite dans ces fissures sous forme amorphe et de goéthite. Il est accompagné de l'accumulation des éléments de transition V, Nb et Ni, la lixiviation massive des éléments alcalins (K), des alcalino-terreux (Sr, Ba et Zn), des terres rares légères, de la silice et même de l'aluminium, la lixiviation modérée de Mn. L'induration se poursuit et apparaît sous forme d'un réseau ferrugineux, initié par les fissures à la base.

Les différents faciès ferrugineux décrits marquent les étapes successives de l'évolution vers un cuirassement ferrugineux massif sur pente moyenne, puis vacuolaire sous des pentes plus faibles.

Au total, les nouvelles accumulations ferrugineuses au Sud du Cameroun évoluent des argiles bariolée et tachetée aux carapaces, ces dernières étant soit massives, soit vacuolaires. Elles sont opérantes et évoluent vers un cuirassement qui pourrait de nouveau recouvrir tout le paysage tropical humide comme ce qui est couramment observé en zone tropicale à saisons contrastées.

Mots clés : zone tropicale humide, modelé, accumulations ferrugineuses, fluctuations des nappes, éléments traces, cuirassement de bas de versants.

ABSTRACT

The present study relates to surface geosciences and involves low-grade geochemistry, geomorphology and pedology. The studied soils are laterites, being soft in the wet state and very hard when dried. The hardening of laterite corresponds to the ferruginous crust-forming process. This process is known from the contrasted seasonal climate regions and leads to ferricretes. However, ferricretes are also observed on the summits of the southern Cameroon hills in the tropical rain forest region. Under the present humid rainforest conditions in this tropical zone, ferricretes are in disequilibrium ; they are degrading and dismantling, a process which affects the landscape morphology. Meanwhile, the same landscape shows present-day iron accumulations found on the lower part of hill slopes. This present-day iron crusting has not yet been recognized as a tropical humid zone process, in spite of its importance for soil (protection against erosion) and its involvement in human life, either negatively (restrictions on farming, forest trees transformation, ...) or positively (construction materials, ...). This study is a contribution to a better knowledge of the process of downslope iron accumulation in a tropical context.

The work is based on a careful field study of pedological features and patterns and geometric relationships. A topographic survey along several forest trails allowed to work out a topographic map at a scale of 1/5000, which shows the morphological details of the study area. Field and microscope observations, X-ray diffraction on minerals, bulk chemical analysis (major and trace elements) and batch iron extractions have been used to reconstruct the conditions under which present downslope ferruginous accumulations in the southern Cameroon tropical rain forest form.

The Meyomessala study area shows different landforms with a tabular butte morphology. The whole landscape appears to derive from the same undulated surface that was entailed and eroded leaving behind tabular buttes and half-orange shaped hills. Slopes have variable inclination and entail buttes from all sides. The distribution of six different soil patterns distinguished can be directly related to the three types of geomorphologic features that characterise the study area: very steep slopes show only a mottled clay pattern, while gentle and low altitude slopes show variegated clay and variegated carapace features, these being most developed and extended towards the upper part of the slope. The third type shows an intermediate morphology ; it presents the moderate slope with a variegated clay pattern, which turns into a variegated carapace and then a massive carapace pattern.

The earlier stages of the crusting process are represented on the downslope of Meyomessala hill by the mottles at the bottom of the profile of steep and moderate sequences. The ferruginous accumulation patterns are initiated here as millimetric segregation and move around as red iron domains. These segregations are made inside the kaolinite materials, which are inherited from weathering domains, are poor in iron and relatively rich in silica compared to aluminium. It appears that, in contrast to the old ferricrete facies, the present downslope iron accumulation tends to enrich V, Cr, Co, Nb and Ni, and deplete Ce, Nd and La. When the landsurface becomes gentle, because of a strong contrast in humidity, soil materials are cracked, iron previously accumulated on moderate slope, is mobilized and then precipitates inside the cracks, either as amorphous aggregates or as goethite. It is accompanied by transitional elements such as V, Nb and Ni, while alkalis (K), earth-alkalis (Sr, Ba and Zn), light rare earths, silicon and aluminium are considerably depleted, and Mn is moderately depleted. A strong shell of these materials appears within a ferruginous network, initialised by cracks progressing down the soil profiles.

In the case of progressive denudation of the landsurface and successive replacement of facies (observed from central to southern Cameroon), the predicted evolution of present iron accumulations would be : mottled clay → massive carapace → vesicular carapace. Vesicular crust is the ultimate term when a slope becomes weak.

Ferruginous accumulations are here in their developing stage towards the vesicular crusting process. The observed vesicular carapace might be the precursor of the vesicular crusts which characterise the current tropical rain environment.

Key - words : tropical rainforest, slope, ferruginous accumulations, groundwater fluctuations, trace elements, downslope ferricrete process.

- Chapitre 1 -

PRESENTATION GENERALE DE L'ETUDE

I - BUT ET INTERET DE L'ETUDE

Une cuirasse ferrugineuse est une accumulation indurée de fer sous forme d'hématite et de goethite, montrant d'importantes proportions de kaolinite mais souvent aussi de quartz ; la gibbsite est quelquefois présente ; la structure est très souvent nodulaire ou pisolitique et plus rarement massive ou vermiforme (Tardy, 1993). La carapace diffère de la cuirasse par son induration faible.

L'intérêt principal des travaux effectués sur les sols latéritiques s'est le plus souvent porté sur les caractérisations des horizons indurés en cuirasse ou en carapace, les mécanismes de leur formation à partir des horizons d'altération, de même que leur évolution (Lacroix, 1913 ; Maignien, 1958 ; Eno Belinga, 1972 ; Nahon, 1976 ; McFarlane, 1976 ; Leprun, 1979 ; Ambrosi, 1984 ; Boulangé, 1984 ; Yongué-Fouateu, 1986 ; Eschenbrenner, 1987 ; Bilong, 1988 ; Bitom, 1988 ; Mazaltarim, 1989 ; Boeglin, 1990 ; Beauvais, 1991 ; Gaviria, 1993).

De nombreux travaux montrent que les vieilles cuirasses ferrugineuses, très répandues dans la zone intertropicale, se sont formées sous climat à saisons contrastées (Maignien, 1958 ; Tardy et Nahon, 1985 ; Tardy et al., 1988b ; Tardy, 1993) au Crétacé (Reyre, 1966 ; Martin, 1966 ; Parrish et al., 1982 ; Beauvais, 1991 ; Tardy, 1993 ; Yongué - Fouateu, 1995 ; Tardy et Roquin, 1998). Placées actuellement sous climat humide et sous ambiance forestière, les cuirasses ferrugineuses des régions tropicales humides sont en déséquilibre ; elles se dégradent et se démantèlent. Le démantèlement se fait par le haut (horizon nodulaire) et par la base des profils (horizon caillouteux (Bitom et Volkoff, 1993)) ou au sein même de la cuirasse (Beauvais, 1991 ; Tardy, 1993), affectant la morphologie des paysages (Bitom, 1988 ; Beauvais, 1991 ; Bilong et al., 1992 ; Tardy, 1993 ; Nyeck et al., 1993). Ces paysages présentent deux niveaux ; le niveau à cuirasse continue est haut, plus ancien, se présente en larges interfluves à sommet tabulaire et couvert de savane, tandis que le niveau plus bas et donc plus récent est couvert de forêt et présente un modelé en demi - orange (King, 1962 in Tardy, 1993).

Dans ce deuxième niveau, caractéristique des climats tropicaux ou équatoriaux (Ségalen, 1995), de nouvelles accumulations ferrugineuses sont en cours d'individualisation au bas des versants des interfluves (Martin, 1966 ; Vallerie, 1973 ; Muller, 1987 ; Bitom, 1988 ; Nyeck, 1988 ; Bilong et al., 1992 ; Bekoa, 1994 ; Seyler et Volkoff, 1993 ; Nyeck et al., 1993 ; Robain, 1993 ; Temgoua et al., 1999, 2002a) ; on admet généralement qu'elles sont précurseurs d'un nouveau cuirassement en filiation avec les altérites et qui, contrairement au premier, est lié à la présence d'une nappe phréatique (Bilong et al., 1992).

Les processus du cuirassement de milieu tropical à saisons contrastées sont connus, de même que l'ensemble des mécanismes de leur genèse. Ces processus et mécanismes sont décrits dans les ouvrages, notamment ceux de McFarlane (1976), Nahon (1991), Tardy (1993) et Tardy et Roquin (1998). Par contre, les accumulations ferrugineuses de bas de versants, signalées çà et là et qui revêtent une importance certaine dans le cuirassement en zone tropicale humide sont encore peu connues. Les nombreuses questions à leur sujet sont les suivantes : qui sont-elles ? Comment évoluent-elles ? Quels sont les paramètres et facteurs environnementaux qui participent à leur mise en place et/ou à leur évolution ? Quelles sont leurs relations avec le modelé des interfluves ?

Le premier objectif de ce travail est de localiser et de caractériser les différents faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants ; il s'agira ensuite d'étudier les mécanismes et les modalités de formation de ce cuirassement ferrugineux en milieu forestier humide, enfin de ressortir la règle de distribution de ces matériaux dans le paysage basée sur leurs relations avec la forme des versants.

Cette étude est basée d'abord sur les descriptions et mesures sur le terrain (morphologie du paysage, volumes pédologiques, suivi saisonnier du fonctionnement des nappes et analyse des eaux), ensuite sur des analyses en laboratoire (micromorphologie sur lames minces, analyses minéralogiques, analyses chimiques des éléments majeurs et des traces, extractions chimiques sélectives).

L'étude géochimique constitue une particularité de ce travail et a pour but :

- 1) de retracer les modalités d'accumulation du fer et les processus de différenciation des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants à partir des évolutions géochimiques ;
- 2) d'établir à partir des bilans le circuit du fer dans l'interfluve ;
- 3) d'établir le comportement des éléments (majeurs et traces) dans les profils latéritiques en milieu tropical humide sous forêt ou au mieux déterminer si les éléments traces peuvent être utilisés comme marqueurs des conditions de genèse des accumulations ferrugineuses en milieu forestier humide.

L'hypothèse générale de ce travail est qu'en bas de versants des zones forestières humides, un cuirassement est actif et susceptible de recouvrir à nouveau tout le paysage. On peut aussi penser, en établissant la règle de distribution d'un tel cuirassement, qu'il soit possible de prévoir son avancée, et de l'intégrer sur les cartes pédologiques.

II - REVUE DES TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE CUIRASSEMENT FERRUGINEUX

Le premier terme qui a été employé pour désigner les cuirasses est celui de latérite par Buchanan en 1807 *in* Tardy (1993). Cette formation latéritique a été appelée "ferricrete" (Lampluch, 1907) *in* Tardy (1993) ou "duricrust" (Woolnough, 1927) *in* Chatelin (1974). Lacroix (1913) fut le premier à employer le terme de cuirasse ferrugineuse pour désigner la portion de la zone de concrétionnement au contact de l'air, zone qui est la plus riche en fer.

Les cuirasses ferrugineuses sont présentes aussi bien dans les zones de climat tropical à saisons contrastées (Maignien, 1958 ; McFarlane, 1976 ; Nahon, 1976 ; Leprun, 1979 ; Beauvais, 1991) qu'en zone tropicale humide sous ambiance forestière (Martin, 1966 ; Novikoff, 1974 ; Muller, 1979 ; Muller *et al.*, 1981 ; Martin *et al.*, 1981 ; Fritsch, 1984 ; Yongué - Fouateu, 1986, 1995 ; Muller *et* Bocquier, 1986 ; Muller, 1987 ; Bitom, 1988 ; Nahon *et al.*, 1989 ; Colin *et al.*, 1989 ; Bitom *et* Volkoff, 1993).

Essayer de retracer et de réunir les différents modes de formation des cuirasses ferrugineuses d'après l'abondante littérature qui traite de ce sujet n'est pas une entreprise aisée étant donné la diversité des techniques employées

et des milieux d'étude. En schématisant beaucoup, on va distinguer (1) le cuirassement en zone tropicale à saisons contrastées, (2) le cuirassement en zone tropicale humide et sous ambiance forestière.

A – Le cuirassement en zone tropicale à saisons contrastées

1 - Conditions climatiques

Dans la zone tropicale à saisons contrastées, les précipitations sont comprises entre 1100 et 1600 mm par an avec une saison sèche et chaude (Griffith, 1953 ; Tardy, 1993) longue de 4 à 6 mois ; l'humidité relative de l'air varie de 70 à 80% avec une température moyenne de 30°C. Le modelé est en croupes convexo-concaves ou subaplanies, découpées par un réseau de drainage semi - linéaire. La végétation est une savane.

Ces conditions autrefois réunies en Afrique équatoriale, à Madagascar et en Amazonie (à des époques différentes), sont aujourd'hui plutôt celles de l'Afrique de l'Ouest, des régions arides et du NE d'Australie (Tardy *et al.*, 1988a ; Tardy, 1993).

2 - Caractères morpo - structuraux

Les profils pédologiques présentent plusieurs caractères morpo - structuraux qui matérialisent les différents stades génétiques du cuirassement. On a des argiles bariolées à la base, surmontées des argiles tachetées puis d'une carapace, d'une cuirasse et d'un horizon gravillonnaire au sommet (Tardy *et* Nahon, 1985 ; Nahon, 1986 ; Beauvais, 1991 ; Tardy, 1993). Parfois la carapace est remplacée par l'horizon nodulaire meuble (Herbillon *et* Nahon, 1988).

Les argiles bariolées désignent des argiles plus ou moins sableuses, pâles, blanches ou beiges, à fines mouchetures ou "flammas" violettes à sanguines, se réduisant en farine sous la pression des doigts (Lacroix, 1913 ; Millot *et* Bonifas, 1959 ; Ambrosi, 1984) ; la structure de la roche est reconnaissable ; Tardy (1993) le résume en un ensemble de faciès versicolores de la saprolite fine qui ne résultent pas d'une redistribution du fer ; le minéral argileux exclusif est la kaolinite.

Les argiles tachetées ou "mottled zone" surmontent les argiles bariolées sur les roches granito - gneissiques et constituent l'essentiel des altérations sur des roches granitiques et sur des roches métamorphiques basiques. Ce terme a été

employé par Maignien (1958), Nahon (1976), Leprun (1979), Ambrosi (1984), Ambrosi et Nahon (1986), Beauvais (1989, 1991), Nahon (1991) et Tardy (1993). Les auteurs hollandais et anglophones parlent d'une plinthite (Alexander et *al.*, 1956 ; Alexander et Cady, 1962 ; Schmidt - Lorentz, 1964 ; Eswaran et Tavernier, 1980). Les argiles tachetées se présentent comme une matrice argilo - sableuse de couleur blanc gris, à plages ocres et rouges ; elles montrent une distribution du fer en amas, taches et nodules ferrugineux peu distincts, non circonscrits, non durcis, de un à plusieurs centimètres de diamètre ; elles conservent partiellement des domaines de lithomarge et sont recoupées par un petit réseau de veinules remplies d'argile blanche ; une zone où les nodules s'individualisent de mieux en mieux peut exister à son sommet. Cet horizon est le siège de lessivages et d'accumulations du fer et d'argile ; il est peu ferrugineux à sa base, dans la zone de battement de la nappe (Beauvais, 1989 ; Tardy, 1993).

La carapace est un terme utilisé par Maignien (1958), Lacroix (1913) et Boeglin (1990). Elle a été décrite par Leprun (1979), Ambrosi (1984) et Beauvais (1991). Elle est réservée aux indurations ferrugineuses plus tendres que les cuirasses et facilement attaquables au pic. C'est un horizon qui fait transition entre la cuirasse au sommet, très dure, et les argiles tachetées.

Les cuirasses sont rattachées aux grands groupes de roches selon leur épaisseur, leur dureté et leur faciès. Les cuirasses développées sur les granites s.s. et les roches ultrabasiques sont peu épaisses, peu dures et ont un faciès peu à pas nodulaire. Sur les granites, les cuirasses sont quartzieuses alors que sur roches ultrabasiques, elles n'ont pas de quartz (Leprun, 1979). Les cuirasses développées sur les roches basiques sont épaisses, dures et très nodulaires, à structure conservée de la roche sous le microscope (Leprun, 1979 ; Boeglin, 1990 ; Beauvais, 1991). L'épaisseur de la cuirasse varie de 1 à 2 m, atteint parfois 6 m pour un profil de 10 à 20 m et pouvant atteindre 100 m (Zeegers et Leprun, 1979).

Dans le paysage, la cuirasse peut se poursuivre de manière continue sur tout un versant, sur tout un interfluve et même sur des dizaines de kilomètres de modelés successifs plats et convexo - concaves (Boulvert, 1971). Elle fossilise les différents plateaux étagés (Boulvert, 1971). L'étude des toposéquences par Leprun (1979) a par contre montré que, dans la plupart

des cas, les interfluves ne comportaient une cuirasse qu'en deux endroits privilégiés : le sommet et le tiers inférieur de pente ; la présence de cuirasse en bas de pente est rare et se justifie par l'incision de l'axe de drainage.

3 - Mécanismes de cuirassement

Les indurations ferrugineuses sont favorisées par un climat tropical humide à une saison sèche et chaude, longue de plusieurs mois (Nahon, 1976). Elles sont aussi liées à l'existence d'un creux hydrique à une faible profondeur en saison humide et à l'activité de l'eau qui demeure relativement faible dans des pores de la taille des argiles (Tardy et *al.*, 1988b).

Elles se forment d'abord par ferruginisation des altérites (Ambrosi, 1984), le fer provenant à la fois des hauteurs où il a été autrefois accumulé, des altérites "actuelles" des roches (Maignien, 1958 ; Millot, 1964) et des redistributions au sein même des altérites (Bocquier et *al.*, 1984).

Le fer s'accumule d'abord sous forme de taches ou de marbrures inférieures à 1 cm de diamètre (Nahon, 1991) notamment dans des sites riches en kaolinite pour se concentrer de manière centripète dans des pores de petites tailles (≤ 1 mm) suivant un processus que définissent Tardy et Monnin (1983).

Les accumulations relatives puis absolues du fer, principalement sous forme d'hématite, affectent aussi bien les plasmas d'altération que les plasmas de transfert. Ainsi, le cuirassement se fait selon deux lignées ferrugineuses : dans les isaltérites (Nahon, 1976 ; Muller et Bocquier, 1986), en conservant les structures lithologiques (cuirasse isaltéritique), dans les plasmas argileux à kaolinite dominante avec dissolution de celle-ci et accumulation relative d'hématite - alumineuse et densification (cuirasse massive). Il peut aussi se faire par combinaison des deux lignées ferrugineuses aboutissant à une cuirasse massive à domaines hématitiques très indurés juxtaposés à des domaines goethitiques et kaolinitiques meubles (Ambrosi, 1984).

Les alternances d'humectation et de dessiccation activent les mécanismes de pédoplasation et pédoturbation. Ces phénomènes de réorganisation interne redistribuent les composants de la cuirasse avec fixation constante du fer vers le haut. Ils peuvent aussi être des précurseurs de la dégradation géochimique de la cuirasse en milieu aride (Leprun, 1979).

4 - Evolution minéralogique : les formes du fer

Les minéraux des profils cuirassés sont l'hématite, la goethite et la kaolinite. Parfois le quartz et la gibbsite sont présents. Dans les profils cuirassés, ces minéraux sont diversement distribués (Tardy et Nahon, 1985). Les étapes précoces de l'altération livrent la kaolinite de grande taille, bien cristallisée et des amorphes ou des oxy-hydroxydes de fer faiblement cristallisés (Nahon, 1976, 1986, 1991). Vers le haut du profil, il y a diminution des amorphes aux dépens des minéraux mal cristallisés (Nahon, 1986) qui emprisonnent les éléments traces (Nalovic, 1977 ; Cornell et Schwertmann, 1996) puis des oxydes de fer bien cristallisés.

Au-dessus de la nappe, le premier minéral ferrugineux est la goethite qui se forme au sein des taches (Tardy et Nahon, 1985). Vers le haut, l'hématite suit la goethite et précipite dans les emplacements de la kaolinite. Avec la diminution de l'activité de l'eau, la ferrihydrite, parfois présente, se transforme en hématite (Torrent *et al.*, 1982 ; Cornell et Schwertmann, 1996). Dans le même temps, la kaolinite devient de plus en plus formée de petits cristaux, faiblement cristallisée, avec substitution de Al^{3+} par Fe^{3+} (Nahon, 1991 ; Tardy, 1993). On note une forte décroissance du quartz (Mazaltarim, 1989 ; Tardy, 1993), ce quartz qui pour Tardy (1993) est le minéral qui, au tout premier chef, fait les frais du cuirassement. Dans les cuirasses ferrugineuses, les amorphes de fer sont très faiblement représentés (4‰ : Leprun, 1979) ; le taux d'hématite augmente tandis que celui de la goethite décroît ; celle-ci devient plus alumineuse, l'aluminium provenant de la dissolution de la kaolinite. On a d'abord pensé au remplacement de la kaolinite par l'hématite au cours du cuirassement (Nahon, 1976 ; Ambrosi *et al.*, 1986) ; cependant, des travaux récents montrent une cohabitation de la kaolinite et de l'hématite tout au long du cuirassement (Mazaltarim, 1989 ; Boeglin, 1990 ; Beauvais, 1991 ; Novikoff et Tardy, 1992 ; Tardy, 1993). Novikoff et Tardy (1992) montrent que la disparition totale de la kaolinite provoque même la dégradation de la cuirasse. Cette dégradation résulte de la formation des pisolites à cortex goethitiques et à noyaux hématitiques (Nahon, 1976 ; Tardy, 1993) suivie de processus d'érosion mécanique (Leprun, 1979) qui découpent le paysage et isolent des buttes cuirassées étagées (Maignien, 1958 ; Leprun, 1979 ; Ambrosi, 1984 ; Boeglin et Mazaltarim, 1989 ; Mazaltarim, 1989 ; Boeglin, 1990).

5 - Conclusion : stabilité des cuirasses

Dans les zones tropicales à saisons contrastées et surtout dans le domaine sahélien à climat tropical aride, les profils d'altération latéritique sont souvent coiffés d'une cuirasse ferrugineuse. La dégradation de celle-ci est faiblement exprimée.

On remarque d'après Nahon (1976), McFarlane (1976), Leprun (1979) et Tardy (1993), dans une perspective d'enfoncement vertical du paysage sur lui-même et d'emboîtement des horizons les uns dans les autres, que (1) le cuirassement s'entretient et s'amplifie par dissolution dans les horizons supérieurs et par ferruginisation des horizons inférieurs ; (2) la cristallisation de la kaolinite précède l'accumulation du fer ; (3) l'accumulation ferrugineuse commence, mais de façon ténue, sous forme de goethite puis se poursuit plus tard et de façon massive sous forme d'hématite ; (4) la dégradation de la cuirasse est surtout mécanique et peu marquée ; elle est rarement géochimique à la base des cuirasses en zone aride (Leprun, 1979).

B – Le cuirassement en zone tropicale humide sous forêt

1 - Conditions écologiques

Dans la zone tropicale humide, les précipitations sont supérieures à 1600 mm par an ; la température varie entre 20 et 30°C et l'humidité relative moyenne de l'air est autour de 80 - 90% ; on note une à deux saisons sèches n'excédant pas trois mois chacune. Le relief est ondulé, souvent en demi - orange, disséqué par des talwegs à fond plat (Nahon *et al.*, 1989 ; Ségalen, 1995). La végétation est une forêt ou une savane arborée. Ces conditions sont aujourd'hui réunies en Afrique centrale, en Amazonie...

2 - Caractères morpho - structuraux

Les couvertures latéritiques sont en général meubles, caractérisées par la succession d'un épais horizon argileux meuble au-dessus d'un horizon glébulaire intermédiaire et d'une altérite à la base (Muller *et al.*, 1981 ; Bocquier *et al.*, 1984 ; Yongué-Fouateu, 1986, 1995 ; Muller, 1987 ; Bitom, 1988).

Les volumes indurés du niveau intermédiaire sont de taille extrêmement variée (nodules, blocs de cuirasses) ; ce niveau a une épaisseur de 2 à 3 m dans un profil de 10 à 15 m

d'épaisseur ; il est le plus souvent présent le long des versants mais des blocs de cuirasses qu'il renferme sont localisés en amont du versant (Martin, 1966 ; Yongué - Fouateu, 1986 ; Muller, 1987 ; Etamé, 1994 ; Bitom et Volkoff, 1993 ; Braun et al., 1998a) ou rarement en aval du versant (Martin, 1966 ; Bitom, 1988 ; Nguetnkam, 1994 ; Bekoa, 1994) ou sur les deux positions topographiques (Bilong et al., 1992 ; Tématio, 1994 ; Tématio et al., 1999). Martin (1966) distingue dans le Centre - Cameroun deux surfaces : 740-700 m et 670-620 m dont la première est caractérisée par une cuirasse étendue et la seconde n'est assez nettement indurée qu'à proximité des grands axes de drainage.

Pour Muller (1987) et Nahon (1987), chacun des trois ensembles principaux (altération de base, glébulaire médian et argileux meuble supérieur) s'est formé d'une manière singulière et indépendante des deux autres ; le profil est donc totalement polygénique. Muller (1987) affirme que "ces ensembles se sont progressivement et successivement différenciés dans des conditions différentes au fur et à mesure de l'enfoncement du front d'altération de la roche".

De nombreux autres auteurs ne retiennent pas cette thèse qui nie toute interaction entre les différents ensembles. Les interprétations avancées pour expliquer les positions topographiques des blocs de cuirasse présentent ces derniers comme étant des reliques d'une cuirasse jadis continue le long des versants et dont la localisation actuelle n'est fonction que du lieu du déclenchement de la dégradation, certaines se dégradant à partir de la base, d'autres à partir des mi - pentes (Bitom, 1988 ; Onguéné Mala, 1993 ; Bekoa, 1994 ; Tématio, 1994 ; Nguetnkam, 1994, Etamé, 1994 ; Tématio et al., 1999).

L'épaisseur du niveau argileux meuble est souvent corrélée à l'avancement du processus de démantèlement des matériaux indurés : plus cette épaisseur est importante, plus le démantèlement est évolué.

Les altérites sont séparées du niveau glébulaire par un matériau pédoturbé (Bilong et al., 1992 ; Seyler et Volkoff, 1993), caillouteux (Bitom et Volkoff, 1993 ; Temgoua, 2001) ; les deux niveaux peuvent s'emboîter sur une épaisseur plus ou moins considérable (Muller et al., 1981 ; Rosello et al., 1982 ; Yongué - Fouateu, 1986 ; Muller, 1987). Bachelier (1959) pour interpréter cet emboîtement parle d'un stade (géomorphologique) particulier de destruction d'une vieille surface cuirassée et de début d'une pédogenèse ferrallitique plus jeune.

3 – Formes minéralogiques

L'altérite est constituée de kaolinite en gros cristaux (300 - 600 μm de longueur et 50 - 300 μm d'épaisseur : Muller et al., 1981), de quartz et rarement d'un peu de gibbsite, anatase, hématite, goethite et halloysite (Bitom, 1988). Les cuirasses et nodules ferrugineux sont à hématite dominante, à goethite (Al), à kaolinite (de taille $\leq 50 \mu\text{m}$) ; souvent, on peut noter un peu de gibbsite et d'anatase (Bitom, 1988 ; Onguéné Mala, 1993). La matrice internodulaire et l'horizon argileux meuble supérieur renferment de la goethite, de la kaolinite, du quartz et d'un peu d'hématite.

4 - Conclusion : dégradation des cuirasses ferrugineuses

En climat tropical humide sous forêt, les cuirasses se dégradent beaucoup plus qu'elles ne se forment (Tardy et al., 1988b ; Boulet et al., 1993) et à maintes reprises, leur dégradation y a été signalée (Martin, 1966 ; Novikoff, 1974 ; Melfi et al., 1979 ; Martin et al., 1981 ; Volkoff, 1985 ; Tardy et al., 1988b ; Nahon et al., 1989 ; Yongué-Fouateu et al., 1999 ; Temgoua et al., 2000).

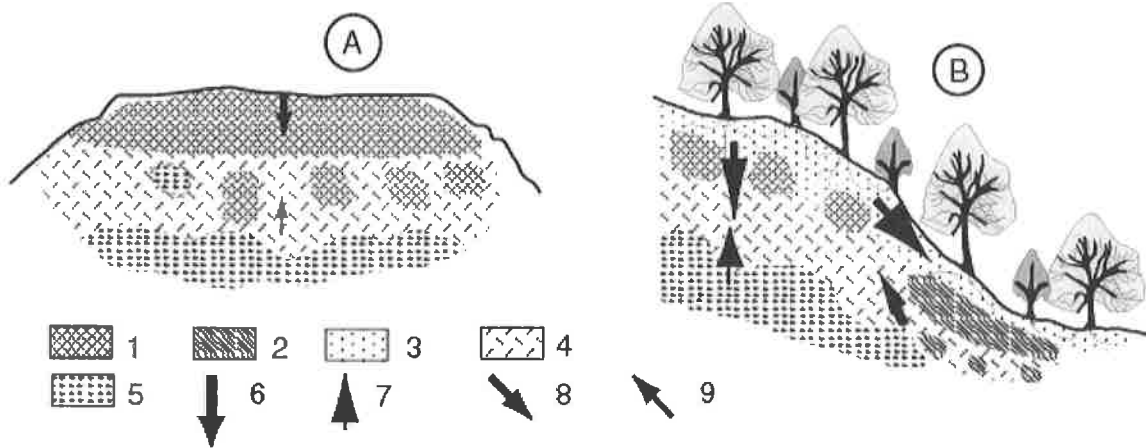
On admet généralement que les niveaux glébulaires à nodules et blocs de cuirasse proviennent de la dégradation d'anciennes cuirasses (Bocquier et al., 1984 ; Beauvais et Tardy, 1991 ; Bilong et al., 1992 ; Bitom et Volkoff, 1993) ; cette dégradation commence par la formation de blocs décimétriques (Novikoff, 1974), se poursuit par leur réduction en nodules ; elle résulte des mécanismes chimiques (Beauvais, 1991 ; Beauvais et Tardy, 1993) par déferruginisation (Bitom et Volkoff, 1993) et des mécanismes minéralogiques par transformation de l'hématite en goethite, ainsi que d'un enrichissement relatif en kaolinite ; la mise en solution du fer sous forme réduite est liée au développement de la forêt, à la minéralisation et à l'oxydation de la matière organique qui, consommant l'oxygène, induit un milieu réducteur (Tardy, 1993). La dégradation des cuirasses est donc liée aux changements du climat autrefois moins humide et plus contrasté (Novikoff, 1974) ; ces changements climatiques engendrent le déséquilibre des cuirasses par progression de la forêt dans un climat plus humide et conduit à leur fragmentation et à leur démantèlement. Le fer dissous Fe^{2+} peut migrer sur des distances de 1 mm à 1 m verticalement, à 10^4 m au niveau du paysage (Schwertmann, 1993).

C - Conclusion : comparaison du cuirassement en zone tropicale à saisons contrastées et du cuirassement en zone tropicale humide sous forêt

Alors que les cuirasses ferrugineuses sont généralisées dans les savanes en pays tropicaux à

saisons contrastées, elles disparaissent généralement en zone forestière humide.

Dans la première zone, les cuirasses restent épaisses (fig. 1.1A), continues ou légèrement fragmentées par des processus mécaniques ; elles couvrent la partie superficielle des paysages; elles s'entretiennent verticalement en se dégradant vers le haut des profils et en se reformant à la base à partir des altérites, des argiles tachetées et des carapaces.



1 - cuirasse, 2 - accumulations ferrugineuses actuelles, 3 - niveau argileux meuble, 4 - altérite, 5- roche, 6- migration verticale descendante du fer, 7 - évolution remontante des accumulations ferrugineuses à la base des profils, 8- migration latérale du fer, 9 - évolution latérale des accumulations ferrugineuses de bas de versants.

Figure 1.1 : Schéma comparatif des évolutions des accumulations du fer en zone de savane (A) et en zone forestière humide (B).

Dans la zone tropicale humide sous ambiance forestière par contre, les cuirasses ferrugineuses, qui couvraient autrefois tout le paysage, ne subsistent plus que de manière discontinue (fig. 1.1B), en blocs enfouis dans un épais manteau argileux meuble ; elles se sont formées sous des climats différents du climat actuel ; elles sont discontinues sur les altérites.

Dans la zone tropicale contrastée humide, transitoire entre les précédentes zones, Maignien (1958) et Beauvais (1991) ont reconnu le chevauchement des mécanismes opérant dans ces zones : une cuirasse à mise en place verticale et une cuirasse se dégradant dans les zones boisées ; cette dernière est le fruit d'un mécanisme chimique de dissolution sélective du fer par progression de la forêt en climat devenant plus humide.

Comme il sera démontré au chapitre 5 (§II), la dégradation des cuirasses alimente pour une faible part le sommet des altérites mais pour une part plus importante les bas de versants. Ce processus est favorisé par une morphologie en demi - orange. Les accumulations ferrugineuses de bas de versants sont mal connues alors qu'elles revêtent une importance dans le cuirassement de la zone tropicale humide. Elles constituent l'objet essentiel de ce travail.

III - TERMINOLOGIE

Depuis l'avènement de la cartographie des sols au début des années 60, les chercheurs ont constaté que les bas de versants ont des profils pédologiques caractéristiques. Une terminologie variée est utilisée pour désigner les matériaux ferruginisés de bas de versants (tabl. 1.I) :

Tableau 1.1 : Différents termes employés pour désigner les formations pédologiques de bas de versants.

<i>Termes</i>	<i>Description</i>	<i>Références</i>
argile bariolée ou <i>variegated clays</i>	Matériaux à accumulations ferrugineuses en domaines isolés, de consistance faible	Millot, 1964 ; Maignien, 1966 ; Ambrosi, 1984 ; Bitom, 1988 ; Bekoa, 1994
carapace de nappe	Trame ferrugineuse légèrement consistante	Ségalen, 1956 et 1995 ; Sombroek et Camargo, 1983
carapace de mare		Maignien, 1958 ; Ségalen, 1964
ground water laterite		Kellogg et Davol, 1949 <i>in</i> Ségalen, 1964 ; Wright et <i>al.</i> , 1992
oukclip		Van Der Merwe, 1950 <i>in</i> Ségalen, 1964
plinthite	Alexander et <i>al.</i> , 1956 ; Alexander et Cady, 1962 ; Schmidt-Lorentz, 1964 ; Eswaran et Tavernier, 1980 ; Tardy, 1993 ; Podwojeski et Bourdon, 1996	
cuirasse de nappe	Trame ferrugineuse très consistante à indurée	Ségalen, 1956 et 1995 ; Sombroek et Camargo, 1983

Dans tous les cas, ces matériaux badigeonnés de plusieurs couleurs sont en relation étroite avec la nappe.

En zone forestière humide d'Afrique centrale, les interprétations concordent quant à leur période relative de mise en place même si des dates ne sont pas avancées. Bachelier (1959) et Martin (1966) parlent de *nouvelles* indurations ferrugineuses. Robain (1993) affirme que ces indurations ferrugineuses de bas de versants forment une sorte d'auréole dans les bas fonds *actuels*. Beauvais (1991) parle d'un nouveau système qui est régénéré à l'aval des pentes avec l'apparition de la forêt. Pour Tardy (1993), dans les paysages latéritiques, les cuirasses de bas de pente apparaissent toujours *moins âgées* que celles de haut de pente. Pour Bilong et *al.* (1992), au bas des versants des paysages en zone forestière humide se trouvent des sols ferrallitiques à argile tachetée dont l'horizon à argile tachetée tend à s'étendre sur le paysage et à se cuirasser *de nouveau*. Les termes "nouvelles", "actuelles" et "récentes" sont donc couramment utilisés pour désigner ces accumulations ferrugineuses de bas de versants en milieu forestier humide. Dans ce travail, ces matériaux ont été regroupés sous la dénomination "d'accumulations ferrugineuses actuelles" pour signifier qu'elles se mettent en place sous les présentes conditions environnementales. Actuel a un caractère agissant. La distinction a été faite entre les matériaux bariolés et ceux tachetés ; les premiers ont des larges domaines de différentes couleurs tandis que les seconds présentent une trame homogène de laquelle ressortent quelques taches.

IV – METHODES DE TRAVAIL

Une étude détaillée des cartes topographiques Yaoundé et Abong Mbang au 1/500 000^e, Akonolinga au 1/200 000^e a permis de ressortir la morphologie du Sud - Cameroun. Le site de Meyomessala a ainsi été choisi parmi plusieurs éventualités dont celle d'un site à Abong-Mbang. Sur le terrain, des prospections géologiques ont été faites à divers endroits de l'interfluve. L'étude du modelé et du sol a consisté à repérer sur le terrain les traits et volumes pédologiques et étudier leurs relations géométriques. Les levés topographiques ont été faits à l'aide d'un nivomètre à bulle selon une technique déjà utilisée par Bitom (1988) le long des layons et des pistes villageoises. Le long des transects judicieusement choisis (le long des plus grandes pentes), les différents contours des volumes pédologiques ont été dessinés en réalisant des sondages à la tarière manuelle et des fosses (selon l'échelle des organisations étudiées) de plus en plus rapprochés. 17 fosses pédologiques de profondeur allant de 3 à 14 m en fonction du volume pédologique recherché ont été foncées.

La description des différents niveaux de sols a été faite à l'œil, les couleurs au code Munsell et à l'état humide, les proportions des éléments grossiers par séparation manuelle de plusieurs échantillons d'environ 1 kg chacun.

Le suivi saisonnier du niveau des eaux a porté sur les nappes au fond des fosses pédologiques, les cours d'eau et les sources ; il a été saisonnier au cours des campagnes de terrain, parfois mensuel ; le pH a été mesuré directement sur le terrain. Les échantillons d'eau ont été récoltés une fois par saison dans des bouteilles plastiques, filtrés, acidifiés, conservés dans des glacières et analysés par spectrophotométrie au

laboratoire de Chimie Minérale et Appliquée de l'Université de Yaoundé 1.

Les échantillons des différents faciès de sol décrits ont été récoltés en descendant dans les puits. Des échantillons étaient soit perturbés et emballés dans des sachets en plastique, soit des monolithes non perturbés ; ils ont été séchés à l'air puis utilisés pour les densités apparentes, les analyses minéralogiques, les analyses chimiques et la confection des lames minces. 66 lames minces pour les observations micromorphologiques ont été confectionnées sur des monolithes au département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé 1 selon un protocole interne qui consiste à l'imprégnation de l'échantillon à la résine sous vide. Ces lames sont décrites selon une terminologie proposée par Brewer (1964).

Les densités apparentes ont été mesurées sur des agrégats non perturbés d'environ 5 cm de diamètre d'après le principe de la poussée d'Archimède par la méthode à la paraffine.

Les analyses minéralogiques ont été réalisées par diffractométrie aux rayons X au Cerege à Marseille sur appareil à anode en cuivre avec $CuK\alpha$ de $d = 1,5418\text{\AA}$ (énergie 40 kV), muni d'un détecteur Geiger-Muller. Les compositions minéralogiques ont été déterminées en utilisant des abaques correspondants et les

minéraux recherchés dans les diffractogrammes de sols étaient principalement l'hématite, la goethite, la kaolinite, la gibbsite, le quartz, l'anatase, l'ilménite, la magnétite et la ferrihydrite qui sont des minéraux susceptibles d'être présents dans la zone d'étude. Certains faciès du domaine amont de l'interfluve d'étude ont été analysés à l'aide d'un microscope électronique à balayage muni d'un système dispersif d'énergie (SEM-EDS), par D. Bitom au Centre IRD de Bondy.

Les analyses chimiques ont été faites par Fluorescence des rayons X au Centre d'Analyse Minérale de l'Université de Lausanne selon le protocole décrit en annexe 3 ; elles ont porté sur la détermination des teneurs des éléments majeurs, des éléments traces et des terres rares légères.

Les extractions chimiques pour déterminer les formes du fer ont été faites au Laboratoire de Pédologie à l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux (IATE) de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL). Le protocole est en annexe 5.

V - STRUCTURE DU MEMOIRE

Le sommaire est le suivant (fig. 1.2) en trois parties pour un total de dix chapitres.

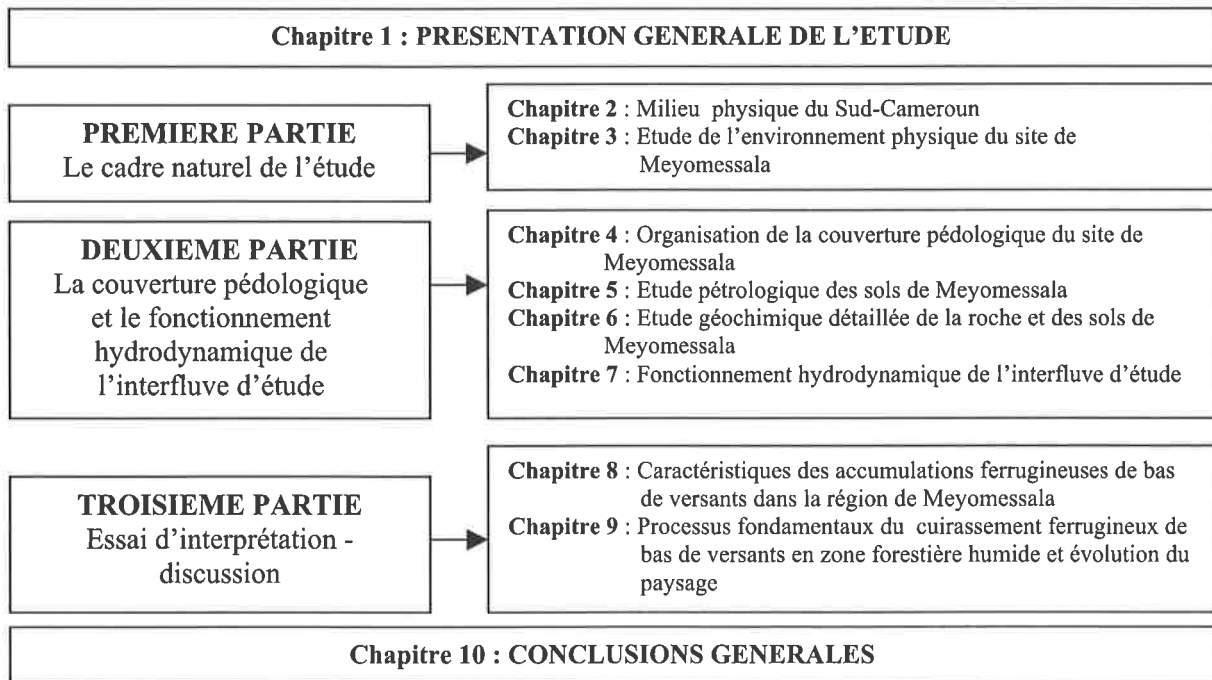


Figure 1.2 : Présentation schématique du plan du mémoire.

- Chapitre 2 -

MILIEU PHYSIQUE DU SUD – CAMEROUN

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le Cameroun est situé au centre de l'Afrique (fig. 2.1) entre le Nigeria à l'Ouest, le Tchad au Nord-Est, la RCA à l'Est, le Congo, le Gabon et la Guinée Équatoriale au Sud (fig. 2.1). Il couvre

une superficie de 475 000 km² sous un triangle de 700 km de base au Sud et de 1200 km de hauteur. Le Sud – Cameroun forestier est la partie au sud du 8^e parallèle. Meyomessala, région d'étude, est située sur le plateau sud - camerounais (fig. 2.1).

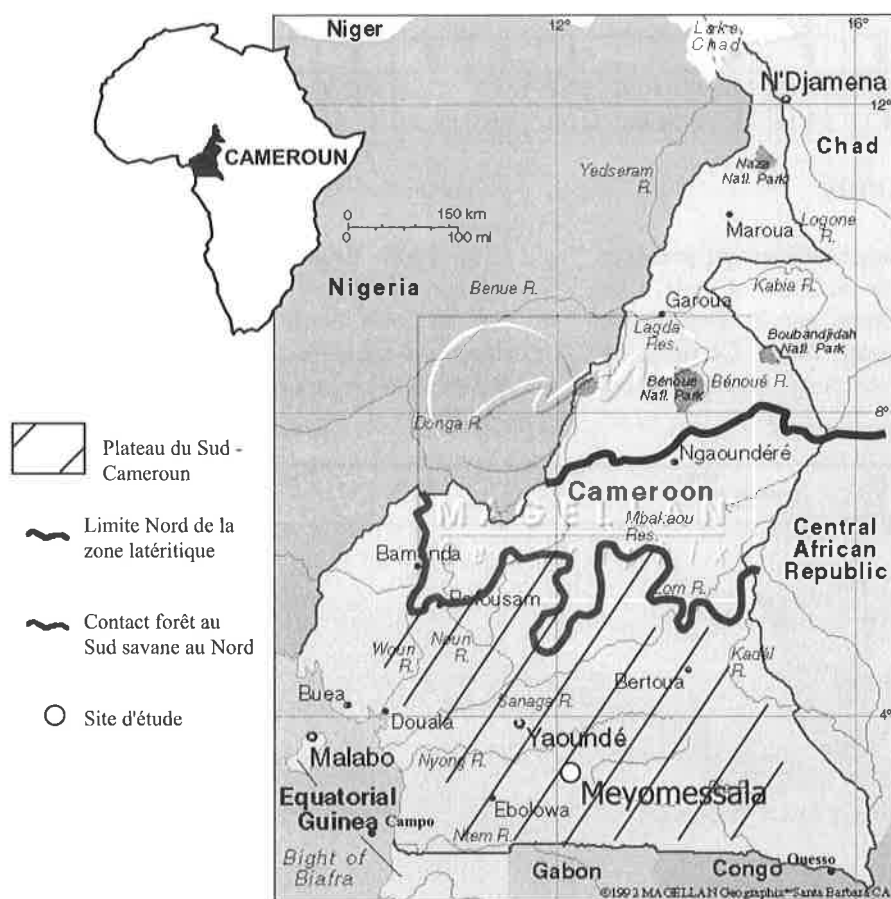


Figure 2.1 : Localisation du site d'étude de Meyomessala dans le plateau sud – camerounais et du Cameroun en Afrique.

II - CLIMAT

Le Cameroun est sous l'influence de deux masses d'air : la première, humide appelée mousson ou alizé du Sud-Est et la seconde, sèche, l'harmattan ou alizé du Nord-Est. La zone de rencontre de ces masses d'air (FIT) se déplace latitudinalement suivant les saisons.

La quantité des précipitations annuelles varie considérablement suivant la région. Le littoral du Cameroun est très arrosé (plus de 2,7 m

à Campo, 4,3 m à Douala, plus de 5 m vers la frontière du Nigeria, 10 m au pied du Mont Cameroun à Buea).

En retrait de la côte, la pluviométrie diminue mais reste encore abondante jusqu'au rebord est du plateau du Sud (1,6 m à Ouessou). On note une baisse rapide des précipitations au Nord de l'Adamaoua (ville de Ngaoundéré) : 1 m à Garoua, 0,8 m à Maroua et 0,5 m à Kousséri.

Les températures sont comprises entre 23 et 24°C dans le Centre et le Sud du pays. Elles

augmentent vers le littoral (26-27°C à Douala) et vers l'Est avec la perte d'altitude. Elles diminuent dans les régions montagneuses (18-20°C dans la dorsale des montagnes de l'Ouest). Au Nord-Cameroun, l'effet de latitude s'ajoute à celui de l'altitude (plus de 28°C entre Kaélé et le lac Tchad).

Les différentes zones climatiques sont individualisées en fonction du régime des

précipitations - accessoirement du régime thermique - et de la succession des saisons.

La région de Meyomessala reçoit annuellement 1600 mm de pluies cumulées et a 23,9°C de températures moyennes (tabl. 2.I). Ce climat aujourd'hui subéquatorial à quatre saisons (Suchel, 1972 ; Olivry, 1986) était tropical contrasté il y a 60 à 70 Ma (Paléocène) (Parrish et al., 1982).

Tableau 2.I : Données des précipitations et des températures mensuelles de la station de Sangmélina de 1978 à 1997 (20 ans), détail en annexe 6 (tabl. A.IX).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
Précipitations (mm)	26,76	37,19	140,9	170	210,2	151,2	90,24	102,9	206	300,2	132,7	30,67	1599
Température (°C)	24,17	25,18	25,04	24,68	24,23	23,68	22,94	23,14	23,6	23,49	23,88	23,72	

III - PHYTOGEOGRAPHIE

En dehors de la côte camerounaise qui présente une forêt dense atlantique de basse altitude, tout le Sud du pays est dominé par la forêt dense humide (fig. 2.2) (Letouzey, 1985). Ce domaine de la forêt dense présente deux sous-ensembles principaux à savoir :

- la forêt dense humide sempervirente de moyenne altitude (forêt ombrophile) ;
- et la forêt dense semi-décidue de moyenne altitude (forêt héli-ombrophile) dont fait partie la région de Meyomessala.

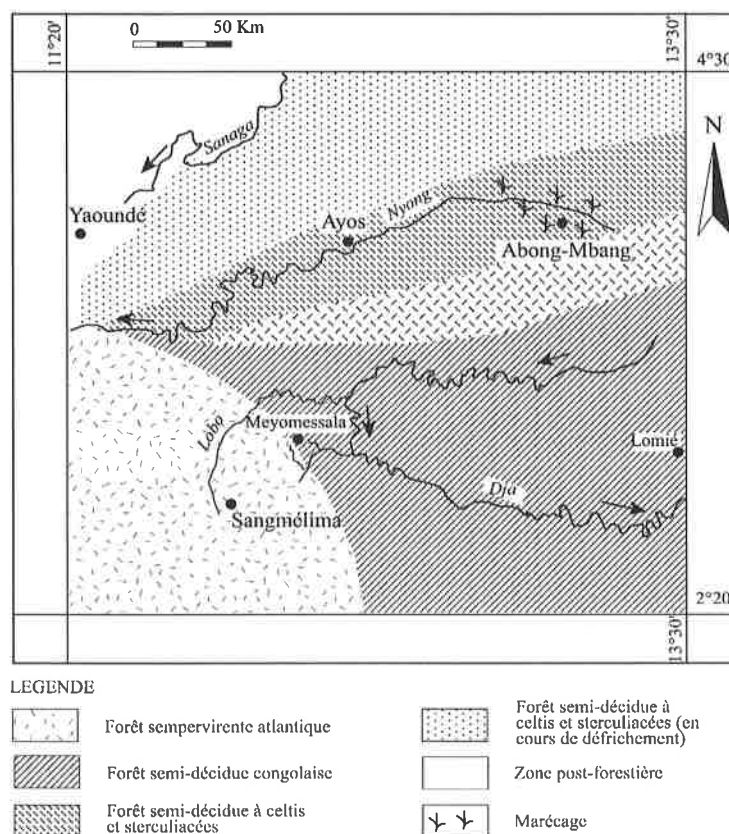


Figure 2.2 : Phytogéographie de la région de Meyomessala et ses environs (d'après Letouzey, 1985).

La forêt semi-décidue dans la région de Meyomessala

Il s'agit de la forêt semi-décidue congolaise. C'est une forêt dense humide mais observée en milieu plus continental, là où les précipitations sont inférieures à 1800 mm. La forêt du DJA, autour de la ville de Meyomessala, en constitue un échantillon particulièrement bien protégé. Elle couvre le bassin du fleuve Dja, est toujours verte et de type atlantique. Les espèces caractéristiques appartiennent aux Méliacées (*Entandrophragma*, *Trichilia*) et aux Sapotacées (*Baillonella toxisperma*), mais cette forêt est pratiquement dépourvue de Césalpiniacées. Elle englobe des peuplements de *Gilbertiodendron dewevrei* (ékobem) où semis, perches et grands arbres se côtoient. Au sein de cette forêt, plusieurs espèces se trouvent localisées, ou sont plus fréquentes ou abondantes qu'ailleurs (*Ataenidia*, *Arypetis spp.*, des lianes comme *Millettia duchesnei*, *Tetracra spp.*).

Les rotins envahissent souvent les trouées naturelles de cette forêt peu peuplée. La région peuplée (Mbalmayo, Sangmélina, Ebolowa, Meyomessala, ...) est essentiellement celle de la cacaoyère, ombragée d'arbres provenant souvent d'un recrû secondaire : *Albizzia gummifera*, *Ceiba pentandra*, *Terminalia superba* et *Triplochytton scleroxylon*. *Musanga cecropioides* forme de vastes parasoleraies post culturelles.

Dans la région de Meyomessala, la grande forêt dense semi-décidue pénètre en fragments la forêt ombrophile atlantique de moyenne altitude vers l'Ouest. En relation avec la topographie, les fonds et abords des vallées sont souvent rocheux ou marécageux et supportent des végétations particulières : prairies inondées, forêts inondables... Cette forêt, aujourd'hui dégradée de place en place par l'activité humaine, a été habitée il y a 1000 ans B.P. (Kadomura, 1984) alors qu'elle est mise en place depuis 10.000 ans B.P. (Maley, 1987 ; Brenac, 1987 in Achoudong, 1989).

IV - GEOLOGIE

La dernière édition de l'esquisse géologique du Cameroun est dressée par J. P. Vicat en 1998 et 1999.

A – Esquisse de l'histoire géologique du Sud - Cameroun

L'histoire géologique du Sud - Cameroun commence au Précambrien ; des formations plissées ou non, comprenant des sédiments gréseux, argilo-gréseux ou marneux, furent soumises à différents cycles métamorphiques dont l'intensité et le degré étaient variables (Champetier de Ribes et Aubague, 1956).

La phase orogénique libérienne du Précambrien D₂ a abouti aux formations du complexe calco-magnésien du Groupe du Ntem, encore appelé "complexe de base". Ce complexe qui couvre le Sud - Cameroun (fig. 2.3), représente la partie septentrionale du craton du Congo et a subi un métamorphisme catazonal.

Les datations effectuées par Lasserre (1967), Lasserre et Soba (1976) avec la méthode Rb/Sr sur roches totales (granodiorites d'Ebolowa) donnent des âges de 2700 à 2900 Ma, tandis que celles qu'ils ont effectuées par la même méthode sur certains minéraux (biotite) donnent des âges de 1800 à 2400 Ma. Ceci montre une reprise tectonométamorphique avec l'orogénèse éburnéenne (2200 Ma) au Précambrien C à l'issue de laquelle on aboutit à la stabilité définitive de cette partie du craton du Congo. L'orogénèse éburnéenne a aussi abouti à la formation au Cameroun des séries que Gazel (1956) et Bessoles (1969) ont dites intermédiaires : série de Mbalmayo-Bengbis, série d'Ayos, série de Lom et série de Poli. Ces séries ont subi un métamorphisme épizonal et reposent en discordance sur les formations antérieures du "complexe de base". Bessoles et Lasserre (1977) proposent plutôt le Précambrien B (1000 à 1600 Ma) comme âge des séries intermédiaires. Le précambrien A voit la stabilité de la chaîne panafricaine qui couvre la région de Yaoundé.

B – Les formations du craton

Les derniers travaux du BRGM (Regnoul, 1986 ; Maurizot et al., 1986) ont permis de subdiviser le craton ou Groupe du Ntem en deux unités (fig. 2.3) :

- unité du Ntem divisée en roches intrusives (charnockites, syénites charnockitiques et leucogranites), série rubanée (gneiss granulitiques) et formations ferrifères dénombrées dans trois faisceaux (Mezesse-Nkout-Ayina, Ma'an-Ambam-Oveng et Lolodorf). Ces dernières formations sont constituées de gneiss basiques et de gabbros.
- unité du Bas-Nyong, avec son pendant Sud-Est : l'unité de l'Ayina. On note dans ces unités des séries feuilletées (gneiss leucocrates leptyniques, gneiss amphiboliques, amphibolites et orthogneiss) et des intrusifs (granites à Eséka, tonalites, syénites alcalins, syénites à néphéline).

C – Tectonique

Les orogènes successives se sont traduites par des séries de failles et des plissements importants (fig. 2.3).

Dans le Groupe du Ntem, une déformation D1-M1 exprimée par une foliation S1 est orientée E-W et a un pendage subvertical à vertical (Tchaméni, 1997), marquée par la direction parallèle des minéraux (sillimanite, feldspath, grenat et quartz).

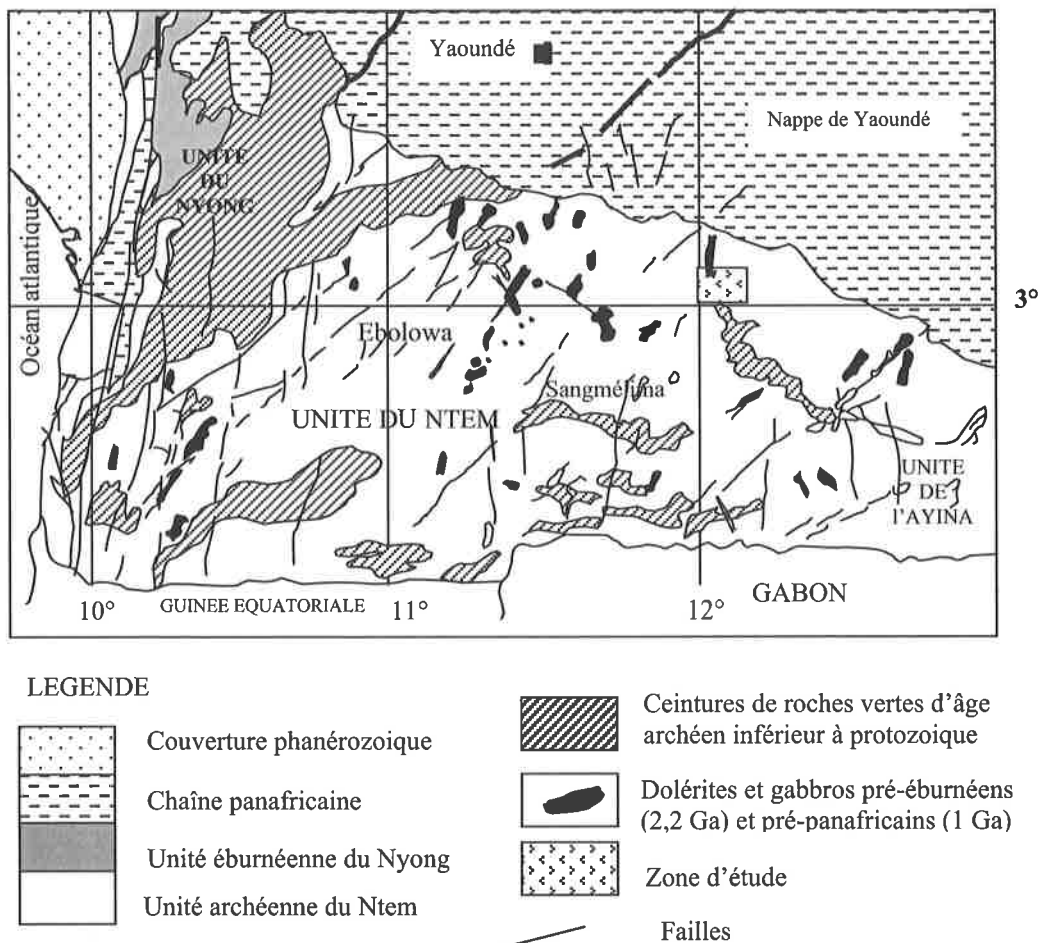


Figure 2.3 : Formations et structure géologiques du Sud – Ouest Cameroun d'après Maurizot et al. (1986).

Nsifa (1985) in Tchaméni (1997) dénombre plusieurs phases de déformations dont la plus importante correspond à un cisaillement senestre subvertical N140-160.

Les autres directions de failles sont :

- 70°N : accident de la Sanaga, dextre, est le plus continu des linéaments d'Afrique Centrale

(Dumont, 1986). Cet accident pan-africain marque au sein du socle remobilisé au Panafricain le glissement dextre d'une partie Nord-Ouest par rapport à la partie Sud-Est restée solidaire du craton.

- 0 à 15°N et 50 à 60°N (Maurizot et al., 1986).

- 100°N qui est la faille principale décrite par Champetier de Ribes et Aubague (1956). Elle s'étend d'Eséka (WNW) au Dja inférieur (ESE) et correspond au contact entre le craton et les Formations de Mbalmayo-Bengbis.

La discordance existant entre ces directions de faille met en évidence la fragmentation du socle par plusieurs phases de tectonique cassante. Ces directions sont le plus souvent soulignées par des zones mylonitisées et l'orientation des rivières. La Lobo et le Dja suivent la faille 100°N dans une vallée profonde drainant la région de Meyomessala.

En conclusion, la région de Meyomessala appartient au craton du Congo. Le complexe plutonique intrusif est composé de granodiorites charnockitiques datés vers 2900 Ma (Tchameni, 1997). Sa composition est celle des Tonalite – Trondjémite – Granodiorites (Nédélec et Nsifa, 1987 ; Nédélec, 1992). Des granodiorites intrusives non charnockitiques sont datés vers 2,6 Ga (Tchameni, 1997).

V - CARACTERES GENERAUX DU RELIEF DU SUD - CAMEROUN

A – Les grands traits morphologiques du Cameroun

L'orographie du Cameroun est variée et comporte d'une part les régions montagneuses d'origine généralement volcanique et, essentiellement d'autre part de vastes surfaces aplanies constituant des gradins étagés à travers l'ensemble du pays. La caractéristique principale des surfaces aplanies est de ne présenter chacune que de très faibles variations d'altitude sur d'immenses étendues alors qu'elles sont séparées par des escarpements de plusieurs centaines de mètres. La surface la plus haute est celle de Minim Martap (1100 - 1300 m d'altitude) au Centre du pays (fig. 2.4). A partir de cette surface, les altitudes décroissent vers le Nord comme vers le Sud. Vers le Nord, on passe successivement à la surface de Meiganga, à la surface de la Benoué et à la cuvette tchadienne. Vers le Sud, on a la surface de Meiganga, le plateau du Sud-Cameroun et des dépressions. Le site se trouve sur ce plateau.

B – Le plateau du Sud – Cameroun : une surface d'érosion d'extension africaine entre 600 et 800 m d'altitude

Le plateau du Sud – Cameroun fait partie de la surface africaine 1 (fig. 2.4) datée de l'Éocène (Ségalen, 1967). C'est la plus vaste surface du Cameroun puisqu'elle concerne tout le Sud et le Sud-Est du pays. Elle s'étend sur Yaoundé, Ebolowa, Meyomessala, Mayos, Yokadouma,... Elle est limitée au Nord par les contreforts de l'Adamaoua avec des escarpements de 200 à 400 m à l'Ouest. Cette dénivellation est peu importante vers le Nord-Est. Cette surface se prolonge vers l'Est en RCA par la Surface centrafricaine (Boulvert, 1990 ; Beauvais, 1991) où se trouve l'une des zones les plus cuirassées du monde, et déborde largement sur le Gabon au Sud (Chatelin, 1964 ; Delhumeau, 1965). Elle existe dans des situations semblables au Nigéria (Pugh, 1953) et en Côte-d'Ivoire (Lamotte et Rougerie, 1956).

Sans tenir compte du relief de détail toujours ondulé, la Surface du Sud-Cameroun présente les caractéristiques d'un relief d'aplanissement. L'hypothèse se renforce quand l'observation du paysage se fait d'un point élevé ; on note alors une succession de croupes plus ou moins disséquées dont les sommets ont des altitudes voisines. Elles sont voisines de 800 m au Nord de Yaoundé, tombent à 600 m au Centre (vallée de la Sanaga), remontent à 750 m à la latitude de Yaoundé et diminuent à nouveau vers le Sud.

Dans cette diminution progressive, le niveau 700-800 m d'altitude se trouve sous forme d'îlots entre les cours d'eau Dja, Ntem et Nyong (fig. 2.5) au sein du niveau 600-700 m d'altitude.

Dans le détail, on constate que le moutonnement de collines n'est pas régulier. On observe une multitude de petites collines. Les modelés dominants sont des buttes tabulaires et des collines en demi-orange. Ils sont séparés par des îlots plus élevés (> 800 m) et des larges bas-fonds entaillés à 600 m d'altitude, plus marécageux.

A l'Ouest de Yaoundé, un massif domine la ville. Son altitude est de l'ordre de 1000 m et tous les sommets sont proches de cette cote. D'autres massifs existent à l'Ouest de Bafia et près d'Ebolowa dans un alignement NE-SW.

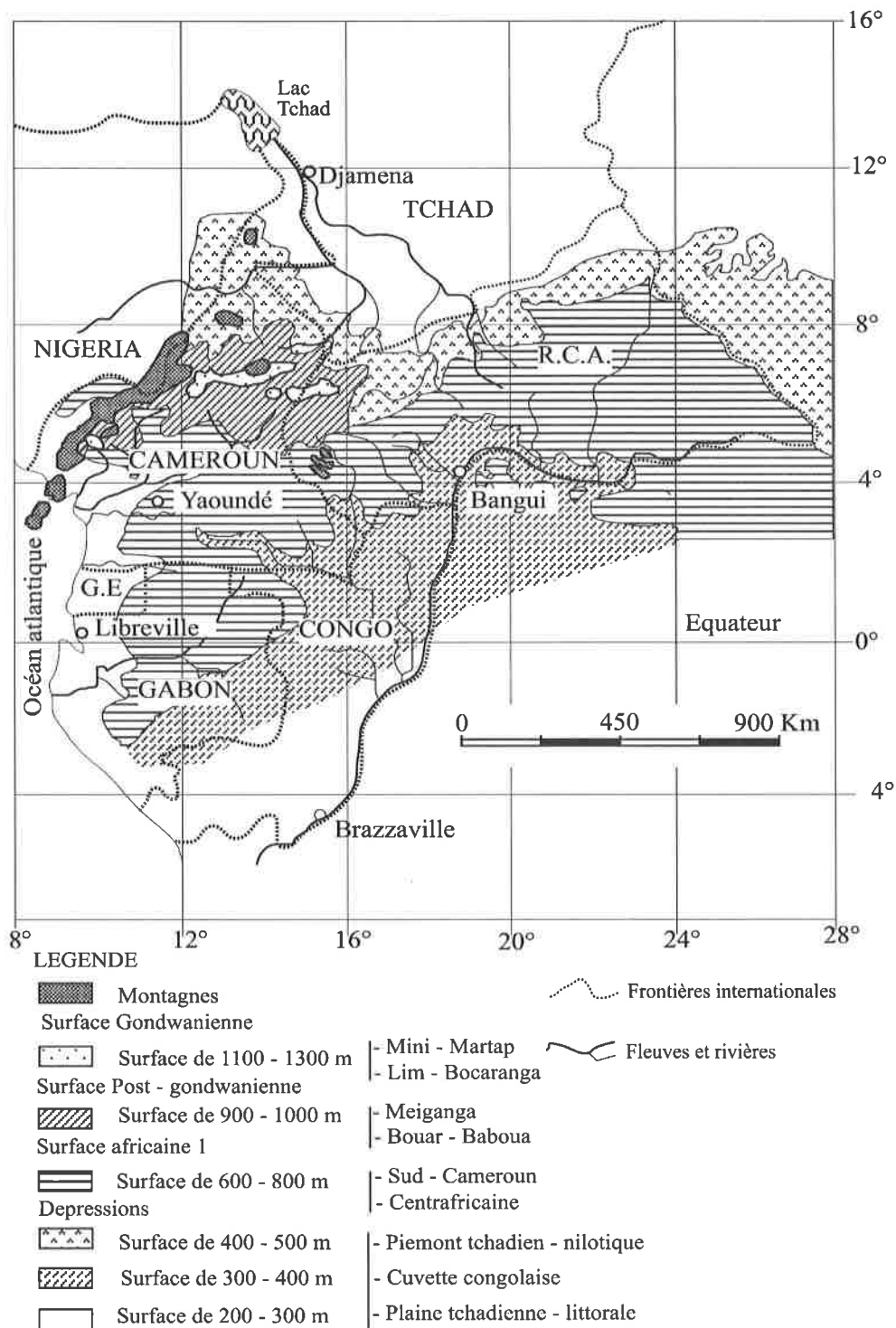


Figure 2.4 : Distribution des grands ensembles morphologiques en Afrique Centrale (synthèse réalisée à partir des travaux de Ségalen, 1967 ; Boulvert, 1990 ; Beauvais, 1991).

Les îlots du niveau 700-800 m d'altitude se présentent en reliques d'abord jointifs mais qui s'isolent progressivement vers les collecteurs où les affluents engendrent un relief particulier.

Dans le bassin du Dja par exemple (fig. 2.5), ce nouveau relief comporte un niveau 600-

700 m d'altitude dominant à près de 60%, surmonté par des îlots 700-800 m, alignés NW-SE et dont chacun est allongé SW-NE. L'un de ces îlots a été choisi dans la région de Meyomessala comme site de cette étude (fig. 2.6 et 3.1).

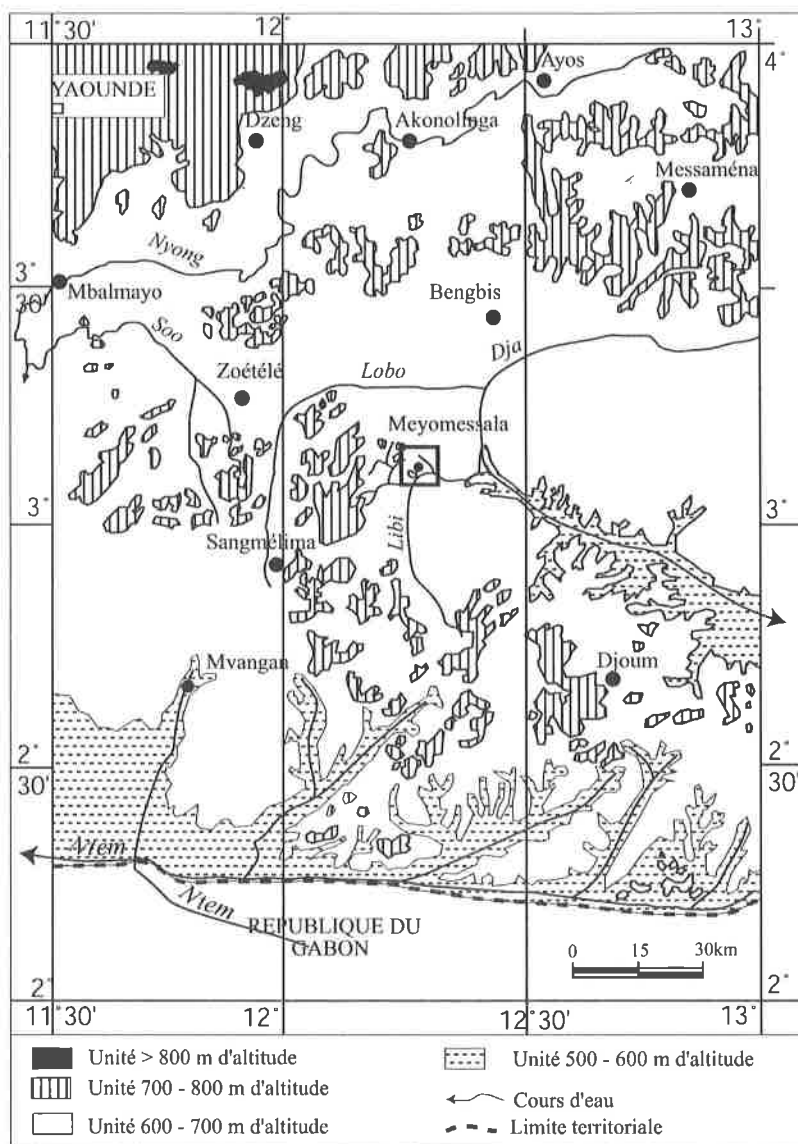


Figure 2.5 : Unités morphologiques et hydrographie du secteur d'étude. (Synthèse réalisée d'après les cartes topographiques, feuilles Yaoundé et Abong - Mbang au 1/500 000).

les eaux y partent en divergeant mais se déversent toutes dans le Dja. On y observe des îlots de reliefs d'altitude supérieure à 720 m, à sommet pointu.

A l'Est et au Nord (fig. 2.6), le long du Dja et de son affluent Lobo, le paysage est une large vallée, représentant environ 60% de la surface de la région. L'extension de cette vallée n'est que rarement interrompue par des collines à versants en demi - orange de plus de 640 m d'altitude. Ces collines ont une forme allongée, un sommet tabulaire et des pentes douces. La région est fortement disséquée ; les cours d'eau circulent dans des vallées peu profondes, larges, marécageuses et à fond plat.

C – Morphologie de la région de Meyomessala : la place de l'interfluve d'étude

La région de Meyomessala se trouve en rive droite de la boucle du Dja, entre Lobo et Libi, affluents du Dja. C'est un grand interfluve d'altitude variant entre 600 et 720 m (fig. 2.6). L'étude des cartes topographiques fait ressortir la présence d'un vaste plateau grossièrement incliné vers le Nord et vers l'Est. Cette inclinaison est marquée par une diminution progressive des altitudes ; elle permet de diviser le grand interfluve en trois tranches d'altitude : 720-680 m, 680-640 m et 640-600 m (fig. 2.7).

Au Sud-Ouest (fig. 2.6), le long de la ligne de partage des eaux du Dja, de la Lobo et de la Libi, le paysage a une altitude comprise entre 720 et 680 m. Ce paysage représente environ 10% de la superficie de la région ; il est constitué d'un replat. Ce replat qui est le château d'eau de la région est fortement disséqué ; les entailles sont profondes, rectilignes et présentent de courtes ramifications ;

Entre ces deux tranches d'altitudes, le paysage intermédiaire représente environ 30% de la surface de la région (fig. 2.6) ; il est constitué des versants à pente variable, de 640-680 m d'altitude. Ces versants sont disséqués par des entailles larges, profondes et possédant de longues ramifications. La monotonie du paysage est interrompue par une série de sommets aplatis, à environ 700 m d'altitude, alignées NW - SE. Ces interfluvés de plus de 680 m d'altitude représentent des reliques de la tranche supérieure du Sud - Ouest tandis que les larges et profondes entailles marquent le passage vers la vaste vallée du Dja à l'Est (fig. 2.5 et 2.7).

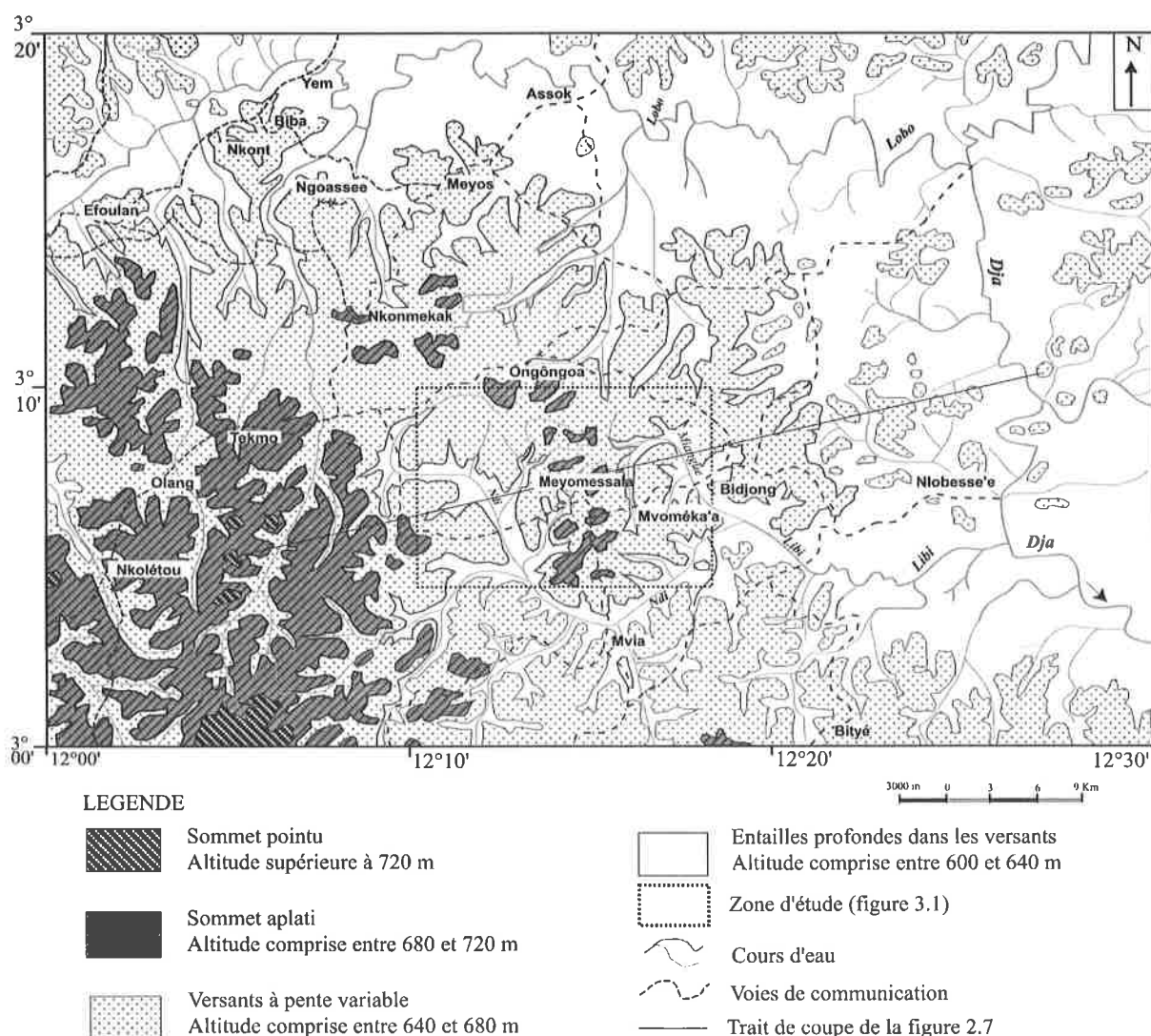


Figure 2.6 : Morphologie de la région de Meyomessala d'après la carte topographique (feuille Akonolinga au 1/200 000^e) et les observations de terrain.

La région apparaît progressivement disséquée par des cours d'eau Dja à l'Est, Lobo au Nord ; la dissection progresserait du Nord et de l'Est vers le Sud - Ouest, s'accompagnant d'un abaissement des reliefs avec des vallées, laissant provisoirement en place des buttes résiduelles isolées (d'altitude comprise entre 680 et 720 m). C'est l'une de ces buttes résiduelles qui est étudiée ici (fig. 3.1). Son choix permet de prendre en compte la relation entre l'évolution ouest - est par affaissement du paysage et l'évolution des matériaux pédologiques.

VI - HYDROGRAPHIE

Le secteur d'étude participe à trois bassins versants (fig. 2.5) :

- au Nord, le bassin rive gauche du Nyong,

- au Sud, le bassin rive droite du Ntem,
- et à l'Est, le bassin rive droite du Dja.

Le Nyong et le Ntem ont un cours parallèle Est-Ouest. La forme du réseau de drainage du Nyong est de type dendritique et toutes les vallées du bassin sont caractérisées par leurs faciès marécageux qui remontent souvent jusqu'en tête de source. Tous les trois fleuves ont des bassins situés entièrement en forêt et leur régime est équatorial. Les zones marécageuses sont nombreuses. Le Dja, qui coule Nord-Sud, a un tracé considérablement méandré ; il dessine ainsi un grand "coude" à l'Est de Meyomessala. En rive droite au niveau du coude, le Dja reçoit au lieu du changement de direction le confluent de la Libi, long de 90 km. Ndi, affluent de Libi, draine le site de Meyomessala (fig. 2.6).

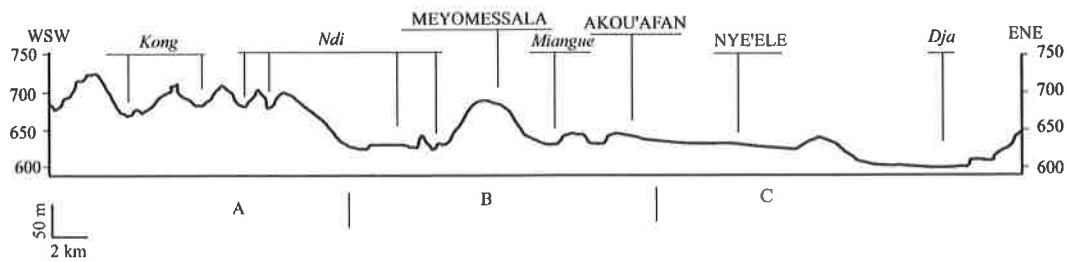


Figure 2.7 : Profil topographique de la région d'étude. On note le passage d'un paysage de collines à sommet pointu (A) à un paysage plat (C) en passant par un paysage de replat (B)

A : Altitude haute 680-750 m, entailles étroites et profondes, collines à sommet plus ou moins pointu

B : Altitude moyenne 650-700 m, entailles plus larges, moins profondes, collines aplaties

C : Altitude basse 600-650 m, entailles très larges et peu profondes, collines abaissées.

Le réseau hydrographique est dense. Ce réseau à chevelu en arrête de poissons paraît plus jeune (Olivry, 1986). L'érosion mécanique y est faible en raison de la présence de la forêt. Par contre une érosion chimique exporte d'importantes quantités de carbone organique et de kaolinite essentiellement en suspension, ce qui décape environ 9 mm de sol tous les 1000 ans (Sigha Nkamdjou, 1993).

VII - SOLS

Le Sud - Cameroun est le domaine des sols ferrallitiques. Ces sols couvrent près des deux tiers du pays et sont situés au Sud du 8° parallèle (fig. 2.8). Le plus souvent couverts de forêt, ils sont parfois épais de plusieurs mètres, rouges ou jaunes. Les niveaux les plus élevés (> 750 m d'altitude) sont le domaine des sols pénévoués. Entre les altitudes 700 et 750 m, l'induration tient une place importante sous forme de plateau à épais niveau cuirassé en place (Bachelier, 1959 ; Martin, 1966 ; Bilong et Angue Abane, 1982 ; Yongué-Fouateu, 1986 ; Bitom, 1988 ; Onguéné Mala, 1993 ; Tématio, 1994). Lorsque l'altitude s'abaisse généralement vers 620-660 m, vers le Sud, on observe une destruction partielle du niveau induré et l'induration se concentre de plus en plus vers les bas de pente (Martin, 1966 ; Bitom, 1988 ; Bekoa, 1994 ; Nguetnkam, 1994). Dans la plupart des cas, ces sols ferrallitiques sont constitués d'ensembles d'altération à la base à argile tachetée et très épais, d'un ensemble

argileux meuble superficiel épais ; entre les deux, on observe un niveau médian épais (2 à 6 m) à éléments grossiers indurés (Rosello et *al.*, 1982 ; Yongué-Fouateu et Eno Belinga, 1987 ; Bitom, 1988 ; Nyeck, 1988 ; Bilong et *al.*, 1992 ; Bitom et Volkoff, 1993 ; Nyeck et *al.*, 1993).

Le jaunissement progressif des couches supérieures est interprété comme résultant du passage du climat tropical au climat équatorial. Cependant, l'existence de sols rouges orthiques modaux jusqu'à la frontière du Gabon (Ségalen, 1995) incite à rechercher d'autres justifications. Etame et *al.* (1998) attribuent le jaunissement de certains horizons de l'amont des versants à un régime hydrique déficitaire. A la différence d'humidité des niveaux profonds, Bilong et *al.* (1999) associent l'hétérogénéité initiale des formations latéritiques (meubles, nodulaires ou cuirassées).

Dans tous les cas, l'abondance pluviométrique et l'humidité de bas de pente paraissent par contre plus déterminantes de l'apparition des sols jaunes.

Les sols hydromorphes sont localisés dans les zones marécageuses. Ils sont humiques dans le Sud du pays. Ce sont des sols hydromorphes à gley avec excès quasi-permanent d'eau, à horizon gris, décolorés ou des sols hydromorphes à pseudogley (l'excès d'eau est temporaire et les horizons tachetés de rouille).

Dans la région de Meyomessala, les sols sont donc ferrallitiques rouges associés aux sols hydromorphes de vallée.

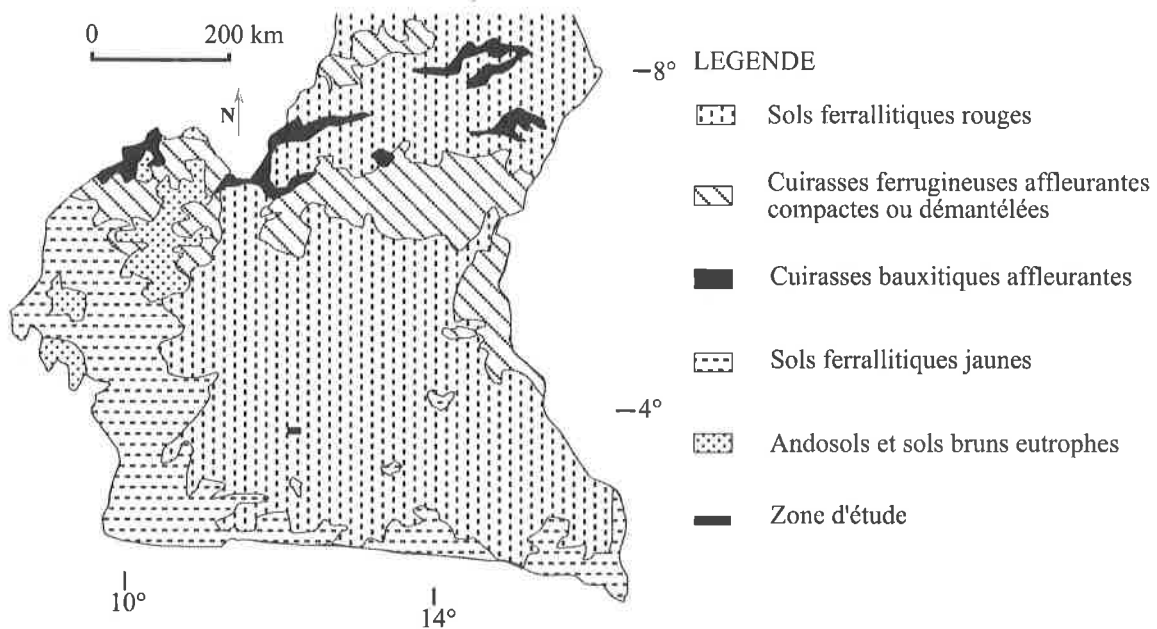


Figure 2.8 : Carte des sols du Cameroun, au Sud du 8° parallèle, au sein du domaine ferrallitique (d'après Muller et Gavaud, 1979, simplifié par Bitom, 1988).

VIII - CONCLUSION

Le plateau de l'Adamaoua semble bien séparer sur le plan orographique deux unités très différentes : le Nord-Cameroun et le Sud-Cameroun. On peut relever que 80% des surfaces situées entre 600 et 900 m sont au Sud. L'altitude dépassée par 50% de la superficie du pays est de 700 m.

D'une manière générale, dans le Sud - Cameroun, le réseau hydrographique s'est installé selon les grands axes structuraux de direction 0 à 15°N, 70°N et 100°N. Il peut être découpé en tronçons rectilignes matérialisant soit une fracture, soit une faille, soit une direction d'orientation des couches dans les formations géologiques sous-jacentes.

Les travaux de la présente étude sont effectués en climat subéquatorial sous forêt dense. La pluviosité est de 1600 mm par an et la température moyenne 23°C. Le site est localisé

sur un granitoïde du Précambrien, resté stable depuis 2800 Ma. Il est entièrement dans la Surface africaine 1 (600-800 m d'altitude) très étendue en Afrique Centrale. Les interfluves d'altitude entre 600 et 700 m et les reliques 700-800 m de cette région semblent dérivés d'une même surface initiale ondulée, et par la suite entaillée et érodée. Cette hypothèse est aussi confirmée par la baisse d'altitude générale de la Surface du Sud-Cameroun vers le Sud à partir de la latitude de Yaoundé (fig. 2.5). Le site d'étude appartient à la zone de transition entre les niveaux d'altitude 700-800 m du Nord et 600-700 m du Sud du plateau sud-camerounais. Les modelés du relief sont constitués de buttes.

La particularité du site choisi est qu'il présente d'épaisses cuirasses latéritiques relictuelles (formées sous climat à saisons contrastées au Crétacé) subaffleurantes bien conservées au sommet des collines et des carapaces sub-actuelles à l'aval de la séquence.

- Chapitre 3 -

ETUDE DE L'ENVIRONNEMENT PHYSIQUE DU SITE DE MEYOMESSALA

L'environnement du site de Meyomessala est présenté en deux points d'après les prospections de terrain et les analyses de laboratoire. Le premier point présente la localisation, l'hydrographie et la géologie du site et le deuxième point présente les unités de modelé et leur distribution.

I - LOCALISATION, HYDROGRAPHIE ET GEOLOGIE

A – Localisation géographique

Le site d'étude est situé à côté de la ville de Meyomessala (population d'environ 1500 habitants), au NE de Sangmélina, au Sud du Cameroun (fig. 2.1). C'est un interfluve d'environ 250 ha de superficie. Il est allongé ENE - WSW, évasé vers le SW. Il se raccorde au NE et à l'Ouest à deux autres interfluves de même orientation (fig. 3.1).

B - Hydrographie

Le site de Meyomessala est drainé par un affluent du Dja, en rive droite au niveau de la boucle de ce

fleuve. L'ordination des différents affluents dans le réseau hydrographique du Dja est la suivante : Dja - Libi - Ndi - Zembe. Le site est bordé par le cours d'eau Ndi au Nord et son affluent Zembe au Sud (fig. 3.1), leur orientation étant subparallèle à l'allongement de l'interfluve (SW - NE). Il est profondément entaillé sur ses flancs par les affluents de ces cours d'eau, ce qui le subdivise en lobes. Dans ces entailles, les vallées sont étroites et les marigots sont fonctionnels dès leur tête. Lorsque l'on s'éloigne de ces têtes, les vallées s'élargissent et deviennent marécageuses.

La Zembe coule dans une vaste vallée marécageuse, à une altitude avoisinant 635 m au SSW. Deux de ses affluents rentrent dans l'interfluve par le Sud en "doigts de gang" (fig. 3.2). Les entailles que ces affluents créent divisent l'interfluve en deux principales parties : un lobe sud allongé Nord - Sud, relié par une jonction étroite à la partie nord, plus vaste et allongée SW - NE. D'autres entailles sont créées à l'Ouest, au Sud - Ouest et à l'Est du site. Elles sont étroites et profondes. Les entailles de la Zembe au Sud sont longues et basses (640 - 635 m d'altitude).

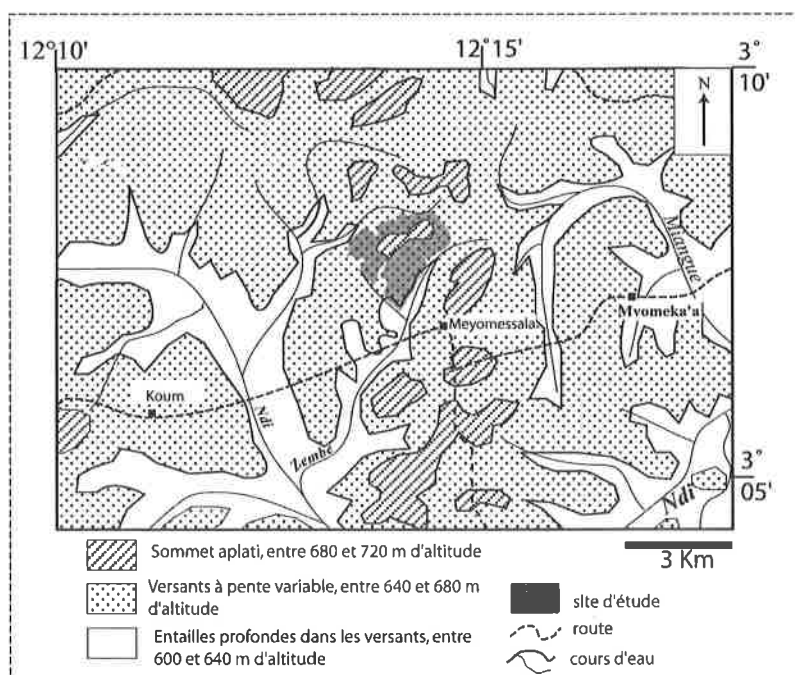


Figure 3.1 : Détail des unités morphologiques dans le site de Meyomessala.

Le Ndi, au Nord, coule aussi dans une vaste vallée marécageuse mais son niveau de base est relativement plus haut (660 m d'altitude) et les entailles qu'il crée dans l'interfluve sont courtes et peu profondes.

Ces cours d'eau ont un régime saisonnier avec de fortes remontées d'eau en novembre et deux périodes de basses eaux en février et en août. Les eaux de crue montent assez progressivement.

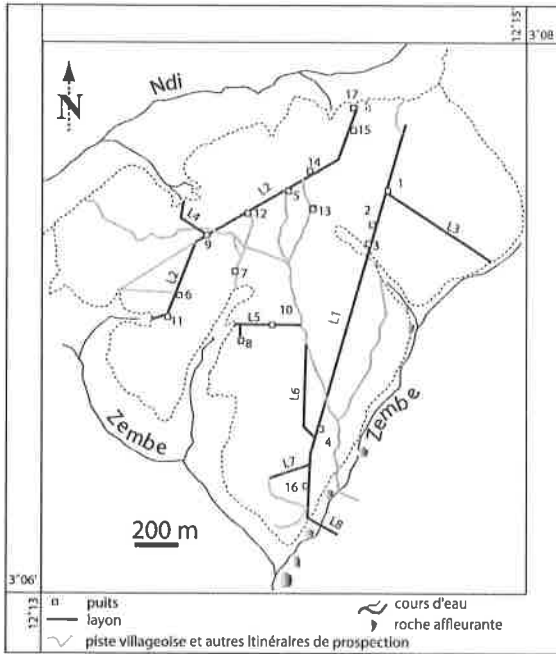


Figure 3.2 : Itinéraires de prospection dans le site de Meyomessala.

C – Pétrographie du granodiorite

Des blocs centimétriques à métriques de roche affleurent le long du cours d'eau Zembe au Sud (fig. 3.2). Ils ont également été observés à la base de deux sondages en aval du versant sud. La roche affleure sous forme de boules centimétriques à métriques.

Macroscopiquement, la roche a une teinte gris clair avec un grain moyen à grossier. La roche est dure, compacte, montrant une alternance peu régulière de larges bandes (5 - 10 cm) foncées et de larges bandes claires. Les bandes foncées, dominantes, sont constituées de pyroxène et de gros cristaux de biotite (de diamètre avoisinant 1 cm).

Les bandes claires sont constituées de plagioclase et de quartz. Ce quartz apparaît en cristaux de taille variable (5 - 20 mm). Au microscope polarisant, les grands cristaux,

généralement orientés dans un fond plus finement grenu associant plagioclase, quartz et biotite en lamelles peu développées, définissent une foliation. La texture est grenue et souvent cataclastique. Ce dernier aspect se traduit dans les échantillons déformés par une granulation des cristaux de quartz, la torsion des macles de plagioclase et la présence de fissures.

Les minéraux principaux de la roche sont plagioclase, quartz et pyroxène (fig. 3.3, tabl. 3.I et photo 1, planche 3 en annexe 7) ; feldspath alcalin, muscovite et rarement amphibole (tabl. 3.I).

Le plagioclase, abondant à 25 - 30% (tabl. 3.I), subautomorphe, est plus ou moins déformé (fig. 3.4). Les fissures qui l'affectent sont cicatrisées par du quartz, de fines lamelles de mica et de séricite. Par endroits, il présente un début d'altération en damourite (photo 2, planche 3 en annexe 7). Il est courant de voir ces cristaux en contact les uns avec les autres (fig. 3.3). Leurs dimensions varient entre 400 et 1200 μm ; cependant, on observe des cristaux de 200 μm en inclusion dans le quartz et surtout dans le pyroxène.

Le quartz est interstitiel ou apparaît en petits cristaux, 200 à 300 μm . Il représente 25 à 30% de la composition minéralogique de la roche. Par endroits, il forme de grands cristaux polycristallins (800 à 1200 μm) à individus imbriqués.

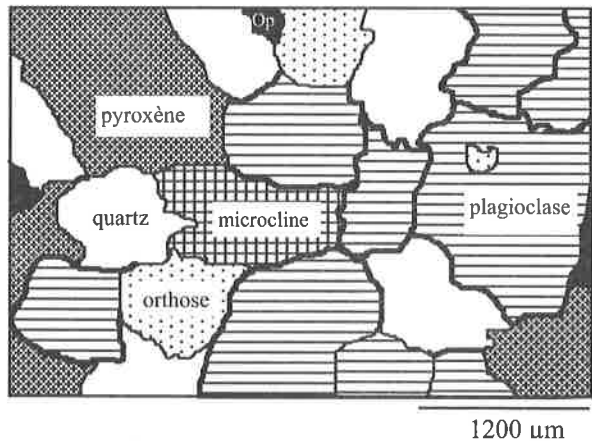


Figure 3.3 : Structure microscopique du granodiorite du site de Meyomessala, Op : minéraux opaques.

Le pyroxène représente environ 20% de la roche. Il se présente en grandes plaquettes généralement allongées 200 x 800 μm ; ces plaquettes sont zonées, présentant des cernes jaunes qui matérialiseraient une variation de la composition chimique. Elles sont parfois incluses

dans le plagioclase. C'est de l'hyperstène et de l'augite d'après les analyses faites par Tchameni (1997).

Le feldspath alcalin est l'orthose (5 à 10%) et le microcline (2-3%) en plages sub-automorphes à xénomorphe. Le quadrillage de microcline est souvent irrégulier et ne s'étend fréquemment que sur une partie limitée des cristaux. Il est perthitique et poecilitique englobant de nombreux cristaux d'albite, quartz, muscovite et apatite.

La muscovite (4 à 8%) est souvent le seul minéral coloré de la roche. Elle est parfois associée à la biotite. Elle se présente en lamelles très pléochroïques (brun vert à beige pâle) atteignant au maximum 2 à 3 mm. Certaines lamelles sont tordues, moulées sur du feldspath, déchiquetées et chloritisées à leur extrémité. Ainsi, ce minéral devient jaune brunâtre à jaune verdâtre avec une impression de l'existence d'une

deuxième famille de clivage du type des amphiboles dans les sections allongées.

Les minéraux accessoires sont les oxydes (magnétite, apatite, zircon, allanite et rarement anatase).

Dans certains échantillons, RL1, de rares cristaux de grenat sont associés à la magnétite.

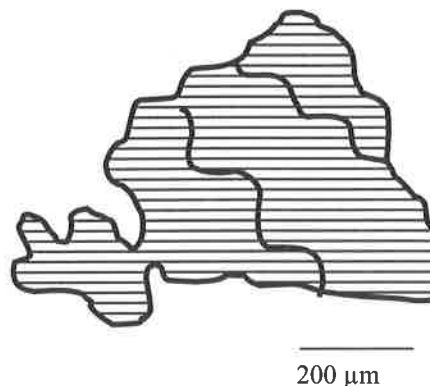


Figure 3.4 : Structure du plagioclase déformé.

Tableau 3.I : Analyse modale (%) du granodiorite du site de Meyomessala

Echantillons	Pl	Q	Px	Fk	Mu	Minéraux accessoires			
						Op	Ap	Zr	total
RZ	30	29	20	10	4	2	0,3	t	4
RL1	28	35	15	5	8	7	1		13

Pl : plagioclase, Q : quartz, Px : pyroxène, Fk : feldspath potassique, Mu : muscovite, Op : minéraux opaques, Ap : apatite, Zr : zircon, (RZ et RL1 représentent les deux types de faciès pétrographiques échantillonnés).

Cette roche est un granodiorite, gneissifié par endroits. C'est un ensemble faisant partie de la suite granodioritique de Sangmélina (Tchameni, 1997). Les minéraux susceptibles de livrer le fer dans le sol sont le pyroxène ($\text{Ca, Mg, Fe, Al, Ti}_2(\text{Si, Al})_2\text{O}_6$) (augite), la biotite ($\text{K(Fe}^{\text{II}}, \text{Mg)}_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), l'amphibole ($\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe, Al})_5(\text{Si, Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) (hornblende). Ces formules sont tirées de Cornell et Schwertmann (1996). Le fer de la magnétite ($\text{FeO.Fe}_2\text{O}_3$) est rarement mobilisé pendant l'altération.

II - LES UNITES DE MODELÉ : INVENTAIRE, DESCRIPTION ET DISTRIBUTION

A – Méthodes d'étude

Des levés topographiques ont été effectués à l'aide d'un nivomètre à bulle, le long de huit layons (fig. 3.2) ouverts à la machette et le long d'une piste villageoise traversant l'ensemble du site.

Le layon L1 est long de 2200 m et orienté SSW – NNE. Il recoupe les lobes est et sud. Le layon L2 est long de 1500 m, orienté WSW – ENE et traverse la partie nord de manière parallèle à son allongement. Le layon L3, de 550 m de long va du sommet vers le marécage au SE du site. Le layon L4, de 283 m de long, orienté N130E sur 160 m et N10E au Nord, va du sommet à une entaille au Nord. Le layon L5 a 325 m de longueur et est orienté W – E sur le lobe sud. Le layon L6 est N – S ; sa longueur est de 1200 m ; il passe par la ligne de plus grande pente du lobe sud et recoupe la partie nord de manière subperpendiculaire à son allongement. Le layon L7, long de 175 m et orienté N60E traverse perpendiculairement le Sud du lobe sud. Il en est de même du layon L8 mais celui – ci le fait en sens contraire, sur 400 m de long.

Ce travail a permis d'établir une carte au 1/5000^e faisant ressortir la topographie très détaillée du site (fig. 3.5).

B – Les principales unités de modelé : inventaire, description et localisation spatiale

L'altitude du site varie entre 705 et 635 m au Sud, soit une dénivellation de 70 m, et entre 705 et 660 m au Nord, soit une dénivellation plus faible de 45 m.

Sur la base des valeurs de la pente, six unités de modelé peuvent être distinguées sur l'interfluve (fig. 3.5) : les plateaux (sommet à pente inférieure ou égale à 1%), les hauts de versants à pente faible (pente de 2 à 12%), les bas de versants à pente forte (pente de 30 à 50%), les bas de versants à pente moyenne (pente de 15 - 30%), les bas de versants à pente faible (pente de 1 - 2%) et les zones marécageuses de fond de vallée.

1 - Les plateaux sont au nombre de trois et représentent environ 20% de la superficie du site. Le plateau principal est localisé au sommet de l'interfluve, à 705 m d'altitude ; les deux autres plateaux sont secondaires, décalés à l'Est et au Sud, à des altitudes respectivement 10 et 20 m plus basses. Le plateau central est séparé du plateau est par une petite vallée sèche peu profonde (goulotte d'après Lamouroux) tandis qu'il est relié au plateau sud par une zone à pente faible.

2 - Les hauts de versants à pente faible occupent tout le domaine entre les plateaux et les bas de versants, avec une pente de 2 à 12%. C'est l'unité de modelé la plus répandue sur le site. Elle représente 10 à 15% de la surface du site ; elle occupe les bordures sud, est et nord ouest de l'interfluve. Relayant les zones à pente moyenne vers l'aval des entailles, elles cernent les lobes.

3 - Les bas de versants à pente moyenne représentent environ 10% de la surface de l'interfluve ; elles constituent des auréoles à la tête des entailles W, SW et E, sur une bande dont la largeur peut atteindre 200 m de part et d'autre de la vallée.

4 - Les bas de versants à pente forte représentent moins de 5% de la superficie de l'interfluve ; elles occupent la bordure septentrionale de l'interfluve, sur une bande dont la largeur varie beaucoup, de 5 à 50 m.

5 - Les bas de versants à pente faible sont en bordure de l'interfluve.

6 - Les zones marécageuses qui occupent les fonds de vallée sont étroites vers les têtes de source et s'élargissent vers les collecteurs.

C - Conclusion

L'interfluve d'étude présente donc une morphologie de butte tabulaire à versants dissymétriques, fortement entaillée de part en part et à versants de pentes très variables. Les entailles sont courtes, larges et très pentues au Nord, mais longues, étroites et sensiblement moins pentues au Sud et à l'Est. Trois types de profils topographiques caractérisent donc le site d'étude : sur les bordures nord de l'interfluve, les versants sont courts, hauts en altitude et ont des pentes fortes pouvant atteindre 50% en direction des entailles ; le long des lobes sud et est, les versants sont longs, plus surbaissés et les pentes sont faibles, inférieures à 5% en direction des marécages ; le 3^{ème} type de terminaison est intermédiaire aux deux précédents ; il est observé aux bas de versants légèrement abaissés, à la tête des entailles W, SW, SE et présente des pentes moyennes.

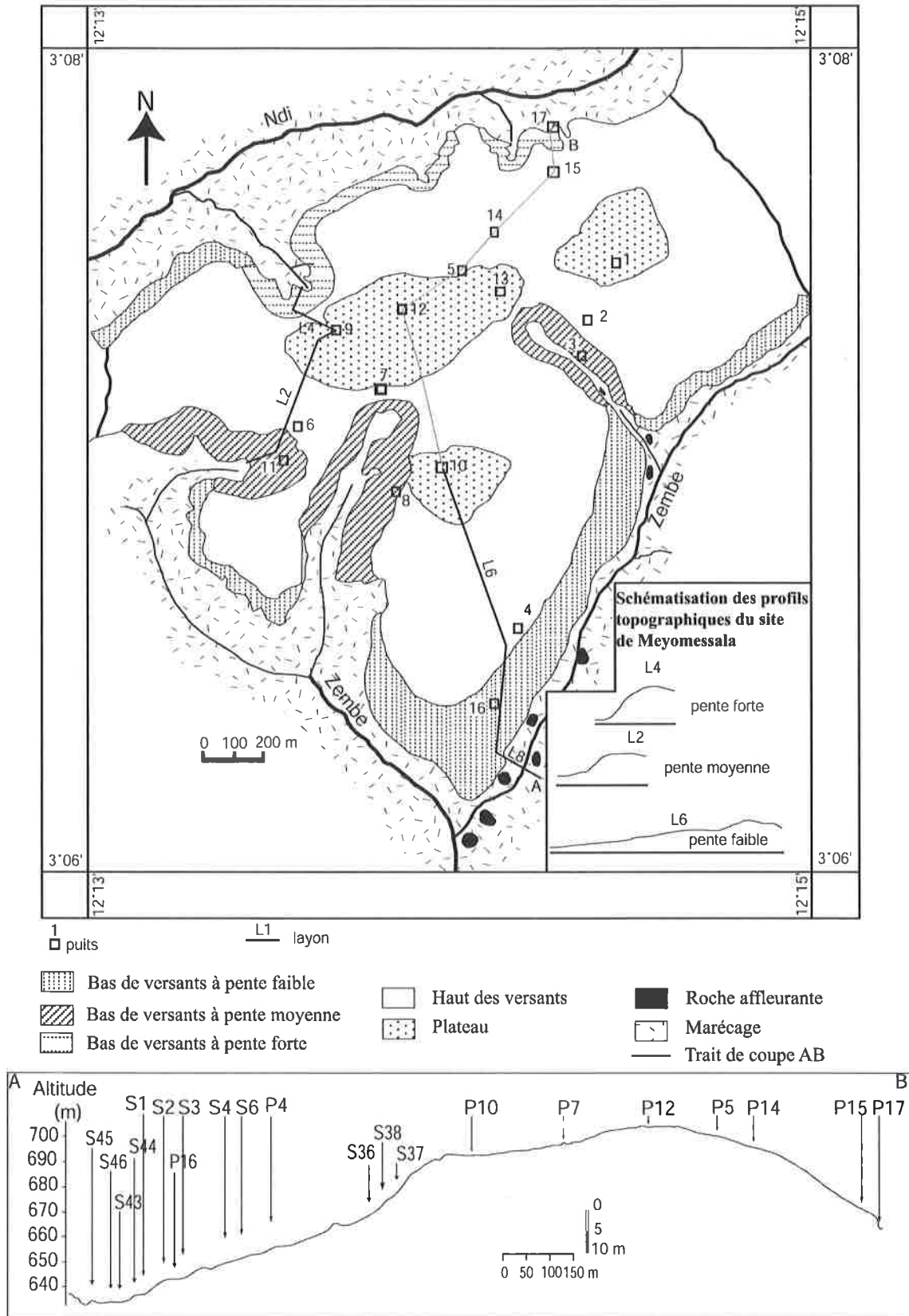


Figure 3.5 : Les principales unités de modelé de l'interfluve de Meyomessala et exemple de profil topographique.

- Chapitre 4 -

ORGANISATION DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE DU SITE DE MEYOMESSALA

L'étude de la couverture pédologique va permettre de faire un inventaire des différents volumes pédologiques du site de Meyomessala, de reconnaître ceux faisant partie des accumulations ferrugineuses actuelles et de déterminer leur répartition spatiale.

I - LES VOLUMES PEDOLOGIQUES : INVENTAIRE, CARACTERISATIONS MACROSCOPIQUES ET DISTRIBUTION LATERALE

Les observations pédologiques ont été faites à partir de 17 puits, de profondeur variant entre 3 et 14 m. Ces puits ont été complétés par 48 sondages à la tarière manuelle, de profondeur pouvant aller jusqu'à 5,30 m. Seuls deux sondages en aval du glacis sud ont atteint la roche. Certains puits vont jusqu'aux horizons d'altération tandis que d'autres ont été arrêtés dès qu'un caractère recherché a été trouvé. La couleur des matériaux pédologiques a été déterminée à l'aide du Code Munsell et à l'état humide.

A – Inventaire et caractérisations macroscopiques des faciès de sol

Les profils étudiés montrent quinze volumes pédologiques qui sont de bas en haut : (1) l'ensemble isaltéritique, (2) l'ensemble allotéritique, (3) l'argile grise, (4) l'argile gris jaune, (5) l'argile bariolée, (6) l'argile tachetée, (7) la carapace massive bariolée, (8) la carapace vacuolaire bariolée, (9) la carapace massive tachetée, (10) l'horizon argileux brun rouge finement tacheté à noyaux ferrugineux, (11) l'ensemble caillouteux, (12) la cuirasse, (13) la carapace nodulaire tachetée, (14) l'ensemble nodulaire meuble, (15) l'ensemble argileux meuble supérieur.

1 – Ensemble isaltéritique

Il apparaît à la base des profils des sols vers 7-9 m de profondeur (cf. puits 5 et 9, annexe 2).

La structure litée de la roche mère est conservée ; la texture est limoneuse et de grands domaines à texture sableuse sont observés. Cet

ensemble est constitué d'une association de bandes obliques de colorations différentes à bords diffus et de taille variable. Ces bandes sont rouge violacé ou jaunes avec des ponctuations blanches.

Les bandes rouges sont centimétriques (2-5 cm) et dominantes, avec de nombreux grains de quartz millimétriques parfois alignés et des passées blanches à texture crayeuse. Leur induration est faible mais augmente vers le centre en même temps que la couleur passe du violet (10R 6/3) au rouge sombre (10R 3/2).

Les bandes jaunes (10YR 7/8 à 8/6) sont millimétriques et se trouvent en bordures des bandes rouges. Elles sont aussi limoneuses et renferment des ponctuations millimétriques rouges et blanches.

Les domaines blancs (10YR 8/3 à 8/2) sont poudreux, plus tendres, millimétriques et se trouvent au sein des autres bandes. On peut attribuer des passées blanches crayeuses aux cristaux de feldspaths altérés.

L'ensemble est recoupé par des veines millimétriques à centimétriques, probablement d'origine biologique, évidées ou remplies par de l'argile meuble rouge orangé (2,5YR 4/8).

Vers le haut de l'ensemble, les différents domaines sont moins larges, juxtaposés et le matériau jaune est plus abondant.

La transition avec le niveau allotéritique sus-jacent est nette et marquée par des domaines indurés rouge violacé qui s'amenuisent, la disparition des domaines blancs et l'ameublissement des matériaux ; seules quelques taches jaunes subsistent.

2 – Ensemble allotéritique

Il apparaît sous les plateaux, au-dessus de l'ensemble isaltéritique (puits 5 et 9, annexe 2). Son épaisseur varie de 10 à 70 cm.

Cet ensemble est constitué d'un matériau meuble renfermant quelques domaines d'isaltérite. La matrice est argileuse rouge orangé (2,5YR 4/8) et meuble. Les domaines de l'ensemble isaltéritique sont millimétriques à centimétriques avec des taches rouge pâle (10R 5/3), roses (5YR 8/4) faiblement indurées et jaunes (10YR 7/8), à texture limoneuse et à contours diffus. Les grains de quartz sont

nombreux, millimétriques à centimétriques, brillants ou bleutés, présents dans toutes les plages. Les nodules sont très peu nombreux (5-10%), millimétriques (<0,5cm), lisses, plus ou moins arrondis, bien indurés, à quartz millimétrique brillant et à cassure rouge sombre (10R 3/3, 10R 2,5/1, 2,5YR3/2 homogène ou mixte). Les subnodules, à bords diffus, sont libres, à structure microlitée. Ils sont plus gros que les nodules, pouvant atteindre 2 cm. Ils sont rouge sale (10R 3/3), parfois avec une bordure peu franche rouge clair (10R 5/6) moins indurée, continue ou discontinue. Ces subnodules disparaissent vers le haut. La limite avec l'ensemble caillouteux sus-jacent est nette.

Ces deux ensembles (isaltéritique et allotéritique) sont relayés vers le bas de versants par huit ensembles : une argile grise, une argile gris jaune, une argile bariolée, une argile tachetée, une carapace massive bariolée, une carapace massive tachetée, une carapace vacuolaire bariolée et un horizon brun rouge finement tacheté à noyaux ferrugineux. La succession verticale de ces ensembles dépend de la valeur de la pente (fig. 4.1 et 4.2).

3 - Argile grise

C'est un matériau gris clair (10YR 7/1), de texture limoneuse et d'aspect pâteux. Il est essentiellement présent sur pente moyenne, (puits 6, fig. 4.1). On y observe des plages verdâtres de réduction du fer, des taches jaunes et des agrégats ferrugineux rouge violacé friables. L'ensemble conserve la structure de la roche au sein des taches jaunes et agrégats ferrugineux qui présentent une texture limono-sableuse. La limite supérieure de ce niveau est diffuse.

4 - Argile gris jaune

L'argile grise est surmontée d'une argile gris jaune, de 140 cm d'épaisseur (puits 6, fig. 4.1). L'argile gris jaune est un matériau présentant un mélange de couleurs grise et jaune, renfermant quelques taches blanches et des plages rouge violacé où la structure de la roche reste encore conservée (fig. A.1, planche 2 en annexe 7). La texture est limoneuse et le matériau est finement poreux.

5 - Argile bariolée

Cet ensemble apparaît à la base des puits sur pentes moyenne et faible (puits 16 et 6, fig. 4.1),

au-dessus de l'argile gris jaune. Son épaisseur est d'environ 200 cm. Il est constitué par la juxtaposition de domaines jaunes, rougeâtres et quelques ponctuations blanchâtres (fig. A.2 en annexe 7). L'ensemble est massif non induré, à structure de roche conservée par domaines.

Les matériaux jaunes et blancs sont argilo-sableux. Les domaines rouges sont des amas ferrugineux rouges (10R 4/6) à violets (10R 6/4), irréguliers, à quartz anguleux, de 2 à 5 cm de diamètre, relativement indurés par rapport à l'ensemble, de plus en plus anastomosés vers le haut du profil. La taille, la consistance et la netteté de la couleur des domaines diffèrent suivant que l'on se trouve sur pente faible ou sur pente moyenne.

Sur pente moyenne, l'horizon d'argile bariolée a une couleur gris blanchâtre nette ; les domaines rouge violacé sont larges de 2 à 5 cm et ressortent nettement du fond gris blanc ; les matériaux jaunes cernent les domaines rouge violacé. Quelques veines millimétriques d'argile brune à rouge orangé meuble traversent l'ensemble. La porosité est moins marquée et faite de rares vides millimétriques, réguliers.

La transition entre l'argile bariolée et la carapace massive bariolée supérieure est ondulée, festonnée, et est marquée par une domination de plages rouges indurées.

Sur pente faible, l'horizon d'argile bariolée a une couleur gris pâle (7,5YR 7/0) dominante en aval ; cette couleur est progressivement blanchâtre puis jaunâtre vers l'amont. Les taches jaunes représentent 5% de l'ensemble, se retrouvent surtout en bordure des domaines rouge violacé et constituent vers le sommet de l'horizon un réseau ferrugineux friable. Ce niveau est relayé en amont par une argile tachetée. Il abrite une nappe phréatique permanente.

6 - Argile tachetée

Elle est observée à la base des profils de bas de versants à pente forte et des bas de versants à pente faible (puits 4 et 17, fig. 4.1). C'est un matériau blanc jaunâtre badigeonné de taches jaunes, brun jaune, rouge, orangé et de noyaux ferrugineux. Son épaisseur est d'environ 1 m sur pente forte et 3 m sur pente faible. L'argile tachetée se distingue de l'argile bariolée par un amenuisement des trois matériaux précédents notamment le rouge ; en outre, l'argile tachetée renferme des taches rouge violacé de petits noyaux ferrugineux indurés au sein d'une matrice qui est blanc jaunâtre à la base et devient

progressivement rouge argileuse et meuble au sommet. Cet ensemble est souvent recoupé de canalicules d'origine biologique de taille centimétrique, remplies par un matériau argilo-limoneux brun rougeâtre. Par ailleurs, plus haut dans le profil, l'horizon est pédoturbé et la matrice est homogène, le contraste chromatique des différents domaines s'estompant.

7 - Carapace massive bariolée

Elle apparaît au-dessus de l'argile bariolée, en bas de versants sur pente moyenne, sur une épaisseur d'environ 2 m (puits 6, fig. 4.1). Elle se distingue de l'argile bariolée par des domaines rouge violacé plus indurés, plus larges (fig. A.3, pl. 2 annexe 7) et par une augmentation de la consistance des matériaux. La porosité d'ensemble reste fine ; cependant, on observe des vacuoles pouvant atteindre 1 cm de diamètre, représentant des veines à matériau de remplissage, l'argile rouge meuble, brassé par les termites.

8 - Carapace massive tachetée

Elle n'a été observée qu'en bas de versants sur pente moyenne, sur une épaisseur d'environ 150 cm (puits 6, fig. 4.1). Au sommet des matériaux bariolés, les matériaux ferrugineux constituent progressivement une trame continue (planche 2) et relativement plus indurée, par amenuisement des domaines jaunâtres et par disparition des domaines blanchâtres. Les matériaux jaunes s'amenuisent en peignes et ne sont plus représentés que par quelques taches moins indurées ou meubles, autour des veines notamment.

La limite supérieure est nette et irrégulière. Elle est marquée par l'apparition de petits domaines pédoturbés, colorés en rouge orangé, renfermant des nodules identiques à ceux qui vont être décrits dans les profils du plateau sommital. Ces domaines qui pénètrent la carapace massive tachetée en peigne s'élargissent vers le sommet du profil pour former l'horizon nodulaire sous cuirasse.

La transition avec l'ensemble caillouteux sus-jacent se fait sur environ 30 cm et est marquée par l'augmentation de nodules mélangés aux subnodules dans une matrice plutôt meuble, rouge jaunâtre et abondante. Dans l'ensemble caillouteux s'observent quelques reliques centimétriques de carapace massive tachetée sous-jacente mais déjà faiblement indurées et

dans lesquelles les subnodules sont mieux différenciés.

9 - Carapace vacuolaire bariolée

La carapace vacuolaire bariolée apparaît sous les versants à pente faible, au-dessus de l'argile bariolée (puits 16, fig. 4.1). Elle cerne le glacis sud de l'interfluve d'étude. Son épaisseur est de 100 cm en aval et peut atteindre 400 cm vers la mi-pente. Elle se trouve dans la zone de battement de la nappe.

Elle a une structure semblable à la partie supérieure de l'argile bariolée sous-jacente et s'en distingue par sa consistance de carapace (brisable au marteau).

C'est un ensemble constitué par un réseau ferrugineux rouge et de matériaux jaunes, isolant des vacuoles.

Le réseau ferrugineux rouge est induré, abondant, présentant des matériaux de deux couleurs différentes : un fond rouge (10R 4/8), marbré de taches rouge sombre (10R 3/6) plus indurées pour un diamètre d'environ 1 cm. Les taches rouge sombre sont millimétriques et parfois interconnectées. Elles peuvent renfermer des zones noires (10R 2,5/1) à cassure esquiveuse. Les grains de quartz sont millimétriques, brillants et très nombreux au sein des zones noires (fig. A.5, pl.2 annexe 7). Les vacuoles sont remplies de matériau sablo-limoneux dont la couleur passe du gris à la base au rouge orangé (2,5YR 4/8) au sommet des profils, en même temps que la texture devient argilo-sableuse. Leur taille varie de 5 à 10 cm.

Les taches jaunes sont peu indurées (cassables à la main). Elles sont vermiformes ou irrégulières et cernent le réseau ferrugineux rouge. Leur couleur évolue du brun jaunâtre (7,5YR 5/8) à proximité du matériau rouge au jaune (10YR 6/8) à proximité des vacuoles.

La limite supérieure est nette et irrégulière, marquée par la prédominance des vacuoles et l'apparition d'une argile rouge meuble.

10 - Horizon brun rouge finement tacheté à noyaux ferrugineux

Il est observé sur pente faible, au sommet de la carapace vacuolaire bariolée et de l'argile tachetée (puits 4 et 16, fig. 4.1). C'est un horizon brun rouge à rouge, de texture argileuse, meuble et renfermant des noyaux ferrugineux et des taches jaunes. Les noyaux ferrugineux sont

rouges (10R 4/8), consistants, rappelant les domaines indurés du réseau ferrugineux de la carapace vacuolaire bariolée sous – jacente. Leur taille, de l'ordre du décimètre à la base, diminue vers le haut des profils jusqu'à leur disparition sur 90 cm. La limite supérieure est nette.

Ces ensembles (3 à 10) prolongent les ensembles altéritiques (isaltéritique et allotéritique) vers les bas de versants ; la séquence verticale amont au-dessus de l'allotérite présente un horizon caillouteux.

11 - Horizon caillouteux

Il n'apparaît que sous les plateaux et les mi-versants (puits 5, 7, 9, 14 et 15, annexe 2 et pl. 1 annexe 7). Il se trouve au-dessus de l'ensemble allotéritique et sous une cuirasse ou sous une carapace nodulaire tachetée en fonction des profils. Son épaisseur est comprise entre 2 et 4 m. Il est constitué de cailloux ferrugineux, emballés dans une matrice rouge orangé meuble. C'est un horizon bouillant qui laisse traverser des radicelles. Les cailloux sont de forme mamelonnée ; leur taille est d'environ 3 à 4 cm et peut atteindre 8 cm ; ils occupent 70 à 80% du volume de l'ensemble. Ils sont aisément brisables au niveau des joints entre les différents mamelons. La granulométrie montre que les cailloux de taille >2 cm dominent à 70% tandis que ceux de taille comprise entre 2 et 0,5 cm représentent 20% ; ceux de taille inférieure à 0,5 cm représentent 10%. La cassure des cailloux montre une juxtaposition de nodules très indurés, reliés par un matériau brun scoriacé. On note aussi des plages à couleur et à matériaux de nodules, mais effritables.

La matrice est argileuse rouge orangé (2,5YR 4/8) et meuble. Elle peut être légèrement indurée, formant des ponts entre les cailloux ou simplement une auréole discontinue autour d'eux. Au contact de la cuirasse ou de la carapace nodulaire, cette matrice est rouge plus vif (10R 4/8).

Les alvéoles sont très nombreuses à la base, provoquant parfois des effondrements (puits P7, annexe 2). Elles sont évidées ou renferment des nodules plus petits dans une matrice tantôt rouge tantôt brun jaunâtre.

La limite avec la cuirasse ou la carapace nodulaire supérieures est parfois floue.

12 - Cuirasse

Elle est continue sur le rebord du plateau central et se présente en blocs de plus en plus petits au fur et à mesure que l'on s'en éloigne ; son épaisseur est d'environ 2 m. Une tranchée routière au sommet aplati d'un interfluve voisin (ville de Meyomessala) laisse découvrir la cuirasse continue sur environ 100 m latéralement. La cuirasse se trouve au-dessus de l'ensemble caillouteux et en dessous de la carapace nodulaire tachetée. Elle présente cinq faciès différenciés dans ses périphéries : massif, alvéolaire, pseudonodulaire, nodulaire et concrétionné. Le préfixe *pseudo* fait allusion au caractère peu différencié des nodules.

a - Cuirasse massive

La cuirasse massive est très indurée, difficilement brisable au marteau. Elle se présente en domaines rouge sombre (10R 3/2, 3/3 ou 4/4) séparés par un réseau de matériaux rouge clair (10R 4/6, 4/8). Les domaines sombres ont une forme irrégulière, rappelant la forme des cailloux de l'ensemble précédent. On note quelques plages millimétriques jaunes moins indurées, parfois contenant des vides. Les grains de quartz sont millimétriques, brillants et ne sont pas toujours présents.

b - Cuirasse alvéolaire

Elle est continue sur la cuirasse précédente. La cuirasse reste massive mais présente des alvéoles de grande taille. Ces alvéoles sont évidées ou remplies d'un matériau jaune poudreux. Elles sont entourées d'un matériau induré, esquieux, brun à brun jaunâtre. Vers les périphéries de la cuirasse alvéolaire, le matériau de remplissage des alvéoles est argileux, rouge orangé et meuble. Ce matériau argileux emballé des blocs de cuirasse dans l'ensemble caillouteux sous-jacent.

c - Cuirasses pseudonodulaire et nodulaire

Vers le haut, la cuirasse reste dure, dense mais un matériau rouge clair scinde les domaines rouge sombre en plusieurs plages. Les zones rouge clair deviennent rouge jaunâtre (5YR 5/8) vers le haut tout en restant indurées. L'abondance de ce matériau rouge jaunâtre subdivise la cuirasse en nodules d'abord interconnectés (faciès pseudonodulaire) puis bien circonscrits (faciès nodulaire). Le ciment rouge jaunâtre peut devenir

brun jaunâtre (10YR 5/8) moins induré ou même rouge argileux meuble renfermant des nodules libres. On peut aussi aboutir à un système où les nodules sont reliés entre eux, isolant des "fenêtres" qui renferment une matrice argileuse meuble.

d - Cuirasse concrétionnée

Il s'agit du faciès précédent dans lequel les nodules présentent un cortex de couleur brun

rougeâtre (5YR 4/3 à 4/4) induré, à cassure esquiveuse. Ce cortex se présente parfois en deux couches avec une couche interne scoriacée, brun jaunâtre à jaunâtre. Ce faciès est absent sous les plateaux (voir les puits P1, P9, P10 et P12, annexe 2).

La limite supérieure de la cuirasse avec la carapace nodulaire tachetée n'est pas toujours nette.

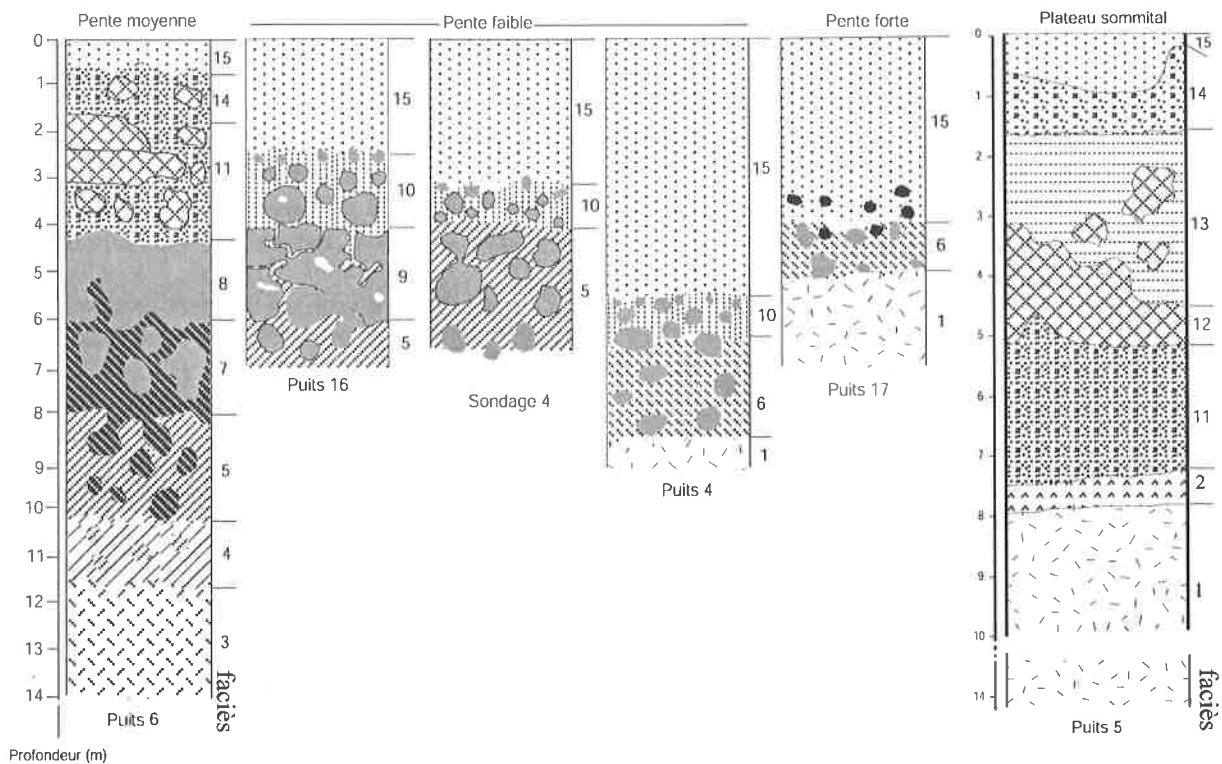


Figure 4.1 : Organisation verticale des horizons du site de Meyomessala dans les profils de bas de versants et du plateau sommital

1 : ensemble isaltéritique, 2 : ensemble allotéritique, 3 : argile grise, 4 : argile gris jaune, 5 : argile bariolée, 6 : argile tachetée, 7 : carapace massive bariolée, 8 : carapace massive tachetée, 9 : carapace vacuolaire bariolée, 10 : horizon brun rouge finement tacheté à noyaux ferrugineux, 11 : horizon caillouteux, 12 : cuirasse, 13 : carapace nodulaire tachetée, 14 : ensemble nodulaire meuble, 15 : ensemble argileux meuble supérieur.

13 - Carapace nodulaire tachetée

Cet ensemble est présent sous des plateaux et à l'amont des versants (puits 5, 7, 9, 12, 14 et 15, annexe 2). Son épaisseur atteint 2 m au sommet et est plus faible sur les versants. Il apparaît au-dessus de la cuirasse ou en renferme des blocs.

C'est un horizon nodulaire à consistance de carapace. Il s'agit d'un ensemble de nodules emballés dans une matrice tachetée et indurée.

La matrice est de couleur rouge (2,5YR 4/8, 10R 4/8), moins indurée (cassable à la main) et présente des taches rouge jaunâtre (5YR 5/8) encore moins indurées. On note parfois des vides dans ces taches. Vers le haut, les vides s'entourent d'un matériau brun jaunâtre (7,5YR 5/8) meuble aux dépens du rouge jaunâtre. Cette matrice apparaît plus rouge vers la cuirasse et représente 30 à 40% du volume total.

Les nodules sont très indurés et représentent 60-70% de l'ensemble. Ils sont généralement inférieurs à 1 cm de diamètre, lisses, de forme arrondie. Les cailloux peuvent représenter 15 à 20% d'éléments glébulaires vers la base. Vers le haut, la proportion de nodules augmente. Ces nodules s'apparentent aux "plombs de chasse" par leur taille et leur contour arrondi. La cassure des nodules brun sombre (2,5YR 3/2) montre une structure scoriacée et du quartz bleuté de taille millimétrique.

Les concrétions sont observées dans les carapaces nodulaires tout autour du plateau central. Elles sont identiques à celles de la cuirasse concrétionnée sous jacente. La cassure de ces concrétions provoque un bruit d'éclatement, montrant que le noyau est relativement moins induré que le cortex ou bien que la porosité du noyau est plus élevée.

La transition avec l'ensemble nodulaire meuble supérieur est brutale et est marquée par un jaunissement et un ameublissement de la matrice qui parfois devient plus abondante.

14 – Ensemble nodulaire meuble

Cet ensemble est présent au-dessus de la carapace massive tachetée (puits 5, 7, 8, 10, 13, 14 et 15, annexe 2). Il est absent sur la partie aplatie du plateau central (pl.1 annexe 7). Son épaisseur peut varier de 60 à 120 cm.

Il est constitué des nodules libres dans une matrice argileuse meuble.

La matrice est rouge jaunâtre (5YR 5/6) sauf sur le versant nord où elle est entièrement rouge (10R 4/8) et friable. Cette matrice forme parfois une auréole discontinue, cohérente et rouge autour des nodules. Au contact de ces nodules, on peut également noter une pâte jaunâtre constituant des taches.

Les nodules sont abondants (50-60%) et très indurés. En certains endroits (puits P10), la surface des nodules est noire vernissée, les distinguant des nodules de la carapace, qui ont une surface tapissée de rouge. La granulométrie montre une domination des nodules inférieurs à 1 cm à 50-70% ; ceux de 1-2 cm occupent 10-30% et ceux de 2-5 cm occupent 5-15%. On retrouve parfois des blocs centimétriques de carapace nodulaire tachetée sous-jacente, reconnaissable par sa matrice rouge indurée. Les ensembles nodulaires meubles autour du plateau central présentent quelques concrétions, identiques à celles de la carapace sous-jacente.

La limite avec l'ensemble argileux meuble est nette. Il est affleurant sur le plateau sud et en mi-pente du versant nord.

15 - Ensemble argileux meuble supérieur

Cet ensemble est omniprésent. Son épaisseur atteint 250 cm sous le plateau central, 30-40 cm sur les pentes. Il constitue l'essentiel des profils sur glacis et bas de pente nord, avec une épaisseur de plus de 400 cm (pl. 1 annexe 7).

Il est constitué d'argile rouge jaunâtre (5YR 5/6) à la base et brun jaunâtre (7,5YR 5/8) au sommet. Il est entièrement rouge (10R 4/8) sur le versant nord. Le quartz est millimétrique et bleuté. Cet ensemble peut contenir jusqu'à 5% de nodules au niveau des pentes.

Sur le plateau central, il repose directement sur la carapace nodulaire tachetée et se subdivise en deux horizons, qui sont, de bas en haut :

- un horizon argileux dense et tacheté. Il est épais de 100 à 150 cm et se divise en deux sous-horizons :

* un niveau dense de couleur rouge orangé (2,5YR 4/6), compact, à structure polyédrique. On note des taches millimétriques très brunes (10YR 5/8) de moins de 10% et quelques chenaux millimétriques rouge jaunâtre (5YR 4/6) ;

* un niveau dense de couleur rouge jaunâtre (5YR 5/8) avec 10% de taches millimétriques à centimétriques très brunes, 5% de taches rouges vers la base et moins de 1% de taches brun rougeâtre (5YR 3/4) autour des vides.

- un horizon humifère. Il est épais de 50 à 70 cm. Le matériau est rouge jaunâtre et de plus en plus brun vers le haut. On note quelques taches millimétriques brunes vers la base. La structure est microagrégée.

B – Répartition latérale des volumes pédologiques dans l'interfluve

A partir des descriptions qui précèdent, l'étude pédologique de l'interfluve de Meyomessala montre quinze horizons que l'on peut regrouper en trois grands groupes (fig. 4.2) : (I) les horizons d'altération (isaltérite, allotérite et argile grise), (II) les horizons de démantèlement de la cuirasse (horizon caillouteux, cuirasse, carapace nodulaire meuble, horizon nodulaire meuble, horizon argileux meuble) et (III) les horizons d'accumulations ferrugineuses de bas de versants (argile gris jaune, argile bariolée, argile

tachetée, carapace massive bariolée, carapace vacuolaire bariolée, carapace massive tachetée). L'horizon argileux brun rouge finement tacheté (10) serait un faciès de dégradation de la carapace vacuolaire bariolée. En effet, les noyaux

ferrugineux semblent bien être des reliques des domaines rouges de la carapace vacuolaire sous-jacente.

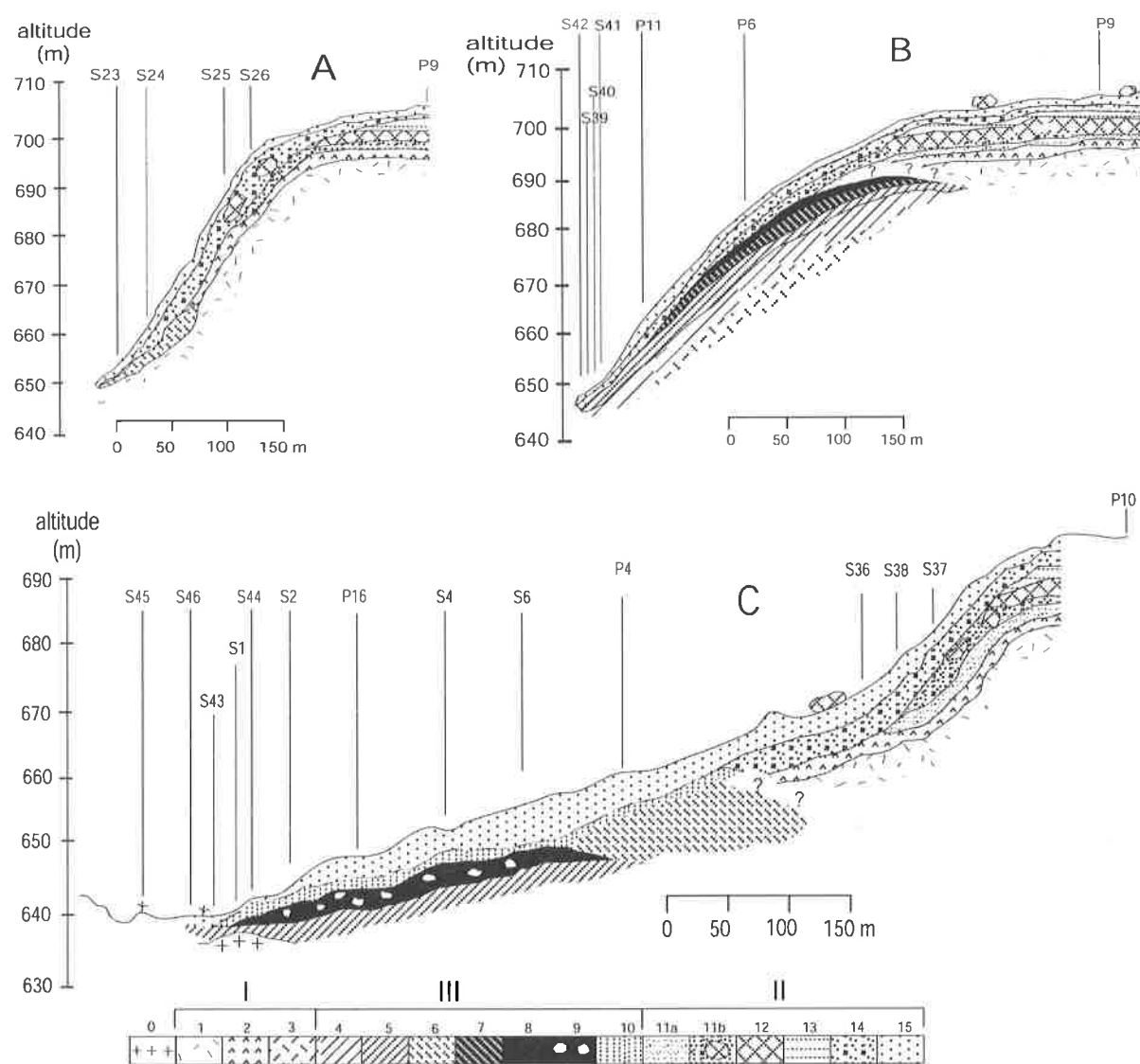


Figure 4.2 : Toposéquences des sols du site de Meyomessala.

A – sur pente forte, B – sur pente moyenne, C – sur pente faible

(I) Ensembles d'altération : 1, 2 et 3 ;

(II) Ensembles de démantèlement de la cuirasse : 11, 12, 13, 14 et 15.

(III) Ensembles d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants : 4, 5, 6, 7, 8, 9 et 10.

0 : roche granodiorite, 1 : ensemble isaltéritique, 2 : ensemble allotéritique, 3 : argile grise, 4 : argile gris jaune, 5 : argile bariolée, 6 : argile tachetée, 7 : carapace massive bariolée, 8 : carapace massive tachetée, 9 : carapace vacuolaire bariolée, 10 : horizon brun rouge finement tacheté à noyaux ferrugineux, 11a : horizon caillouteux, 11b : horizon à blocs de cuirasse, 12 : cuirasse, 13 : carapace nodulaire tachetée, 14 : ensemble nodulaire meuble, 15 : ensemble argileux meuble supérieur, P : fosse pédologique, S : sondage à la tarière manuelle.

II - REPARTITION SPATIALE DES DIFFERENTS FACIES DE SOL DANS L'INTERFLUVE

La figure 4.3 montre les limites latérales des principaux volumes de la couverture pédologique. Les limites recherchées concernent les trois groupes différenciés.

(I) Les ensembles altéritiques apparaissant à la base des deux autres groupes.

(II) En amont, apparaît la cuirasse continue ; celle-ci est absente sur le plateau est. La carapace nodulaire tachetée est répartie suivant les contours des plateaux. On la retrouve ainsi sur les replats des plateaux nord, est et sud. L'ensemble nodulaire meuble est subaffleurant

autour du sommet central, sur la partie ouest du plateau situé à l'Est et dans l'étendue du lobe NW. Il est affleurant en mi-pente des versants nord et sud. Cet ensemble est absent sous la partie aplatie du plateau central.

(III) En bas de versants, la carapace massive tachetée apparaît autour des entailles et des axes de drainage. La carapace massive bariolée a une répartition spatiale identique à celle de la carapace massive tachetée. La carapace vacuolaire bariolée apparaît autour du lobe sud. L'argile bariolée cerne les lobes à l'Ouest, Sud et Est de l'interfluve. L'argile tachetée apparaît au centre du lobe sud et cerne la bordure nord de l'interfluve.

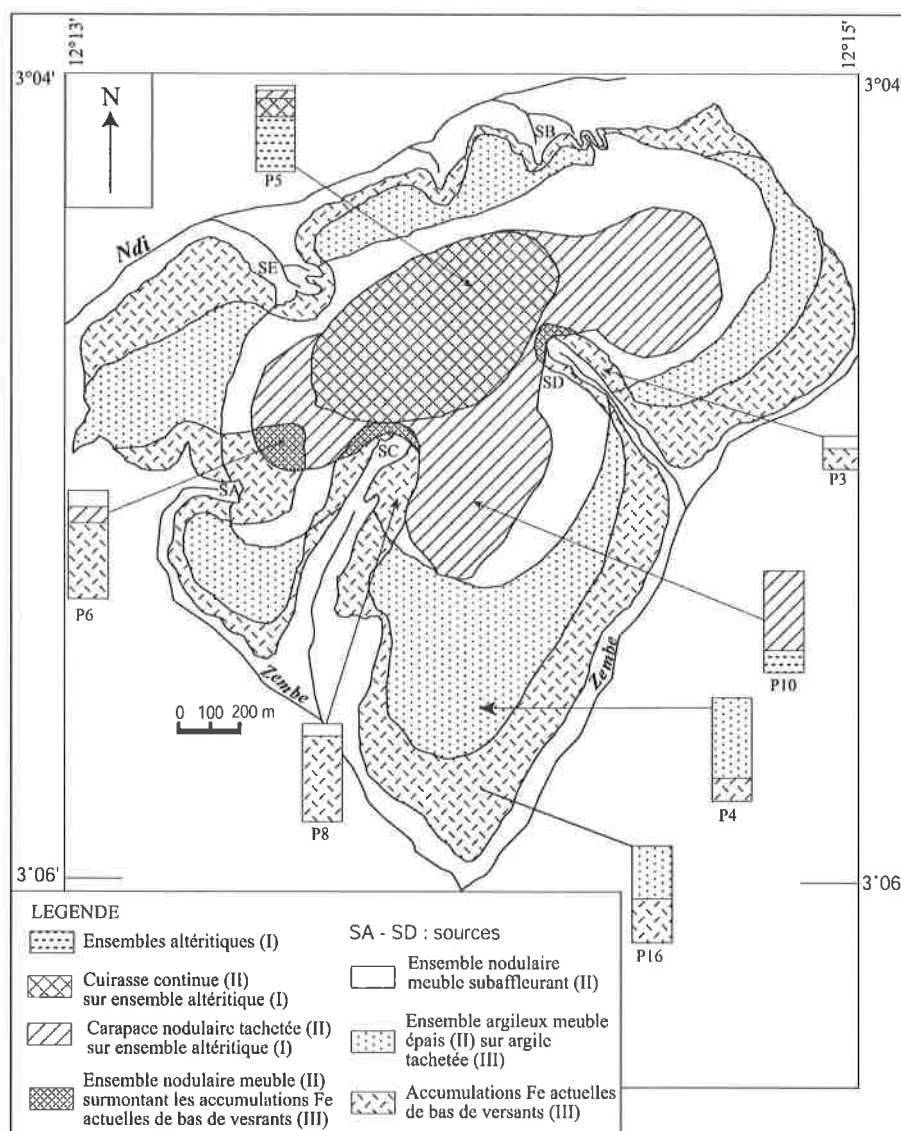


Figure 4.3 : Répartition spatiale des différents faciès pédologiques dans le site de Meyomessala et les profils représentatifs des sols (I, II et III sont les groupes de volumes pédologiques différenciés).

- Chapitre 5 -

ETUDE PETROLOGIQUE DES SOLS DE MEYOMESSALA

L'étude micromorphologique va permettre de préciser, plus finement, les constituants et l'organisation des unités structurales des volumes pédologiques du site de Meyomessala, la distribution des constituants élémentaires du sol et les filiations entre les différents faciès. Les constituants minéralogiques résultent de l'interprétation des pics obtenus par diffractométrie aux rayons X et permettent de mieux caractériser les faciès. La composition minéralogique semi-quantitative a été calculée d'après l'intensité relative des pics d'un même minéral dans tous les échantillons (méthode Beauvais, 1989). Les taux de substitution en mole % d'Al de la goéthite et de l'hématite ont été calculés selon les méthodes de Thiel (1963) et de Schulze (1984). Les teneurs chimiques ont été déterminées par fluorescence aux rayons X. Les lecteurs liront avec profit toutes les descriptions ; cependant certains peuvent aussi se contenter des conclusions mises en italique à la fin de chaque groupe de description.

I - DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES ET DONNEES D'ANALYSES

A - Les faciès d'altération

1 - Ensemble isaltéritique

A la loupe binoculaire, l'ensemble isaltéritique apparaît très poreux, avec principalement une porosité de dissolution qui lui donne un aspect "pain d'épice". Il est constitué de domaines violacés (lie - de - vin) qui occupent 45 % du volume de l'horizon, passant sans aucune variation dans la structure du matériau, à des domaines jaunâtres. Les grains de quartz sont grossiers, abondants (30 - 35 % du FM) et fortement corrodés.

Au microscope polarisant, cet ensemble montre un fond matriciel (FM) constitué des cristaux de quartz, des alvéoles et des fantômes de minéraux primaires (fig. 5.1a). Le plasma est microcristallin (cristalliplasma). Les fantômes

sont ceux du plagioclase et de muscovite. La porosité est importante (25 - 30 %). La muscovite s'altère aussi. Cette altération ne préserve pas les formes du minéral primaire, mais conserve plus ou moins son orientation primaire (clivage).

Au sommet de l'isaltérite, le plasma comporte 70 % de fantômes de feldspath encore reconnaissables et de grands vermicules de kaolinite en accordéon ; ces derniers apparaissent souvent ferruginisés en bordure ou au niveau des clivages (fig. 5.1b).

L'interprétation minéralogique des différents faciès est résumée dans le tableau 5.I.

Les analyses chimiques sont dans le tableau 5.II. Les analyses ponctuelles donnent des valeurs de l'ordre de 80 à 90% Al_2O_3 (tabl. 5.III). Ces résultats montrent l'importance de la silice "libre" (quartz) et de l'aluminium. On note peu de fer, exclusivement sous forme de goéthite (tabl. 5.I).

2 - Ensemble allotéritique

Vers le haut de l'isaltérite apparaît une matrice pédoturbée orangée contenant des reliques d'isaltérite gibbsitique.

Le plasma pédoturbé est rouge orangé, en agrégats à structure aggloméroplasmique, méso ou masépique et renferme de nombreuses plages résiduelles d'isaltérite blanchâtre parfois associés aux petits vermicules de kaolinite et au quartz grossier (fig. 5.1c). On note un début de structuration marqué par de fines fissures diverses qui localement, ébauchent des microagrégats arrondis. Les grains de quartz restent fissurés et hétérométriques, avec abondance (60 % du squelette) de grains de la taille des sables fins (60 à 200 μm), disséminés dans la masse du plasma. Les gros grains de quartz dépassent rarement 700 - 800 μm . Localement, le plasma ferrugineux est rouge pâle, le plus souvent localisé dans les plages à nombreux vermicules de kaolinite, parfois en micronodules. Quelques gros tubules individualisent parfois de gros agrégats (diamètre supérieur à 1,5 mm) (fig. 5.1d).

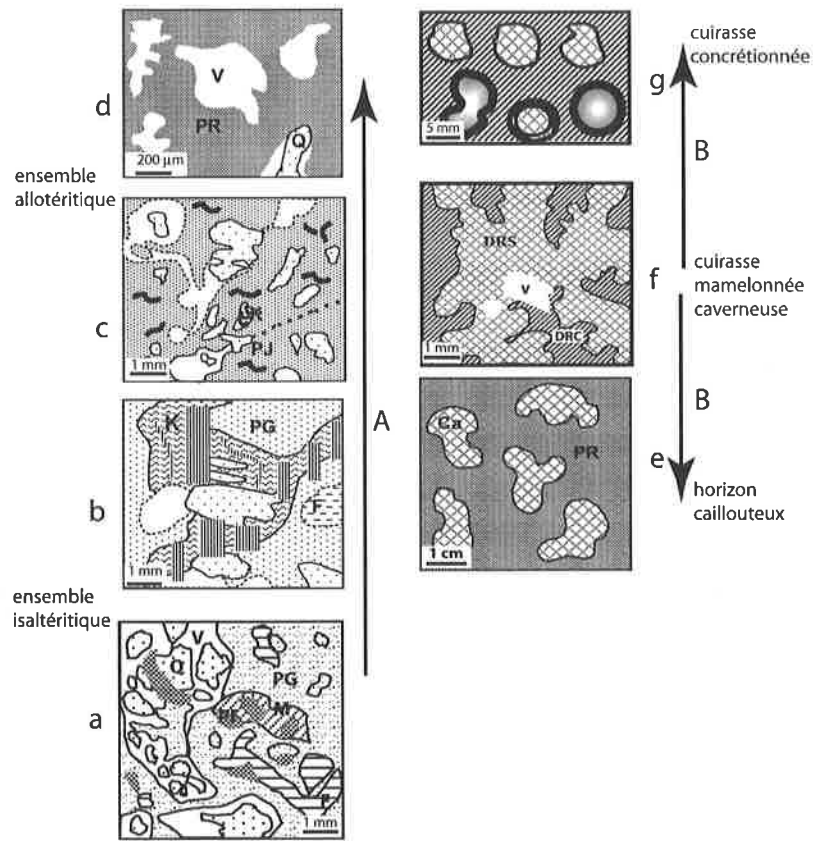


Figure 5.1 : Différenciations micromorphologiques des horizons d'altération (A) et des horizons du décolorissement (B). Q : quartz, M : muscovite, F : fantôme de minéraux primaires, V : vide, PG : plasma cristique gris, PF : plasma ferrugineux, K : kaolinite, PR : plasma rouge microagrégé, PJ : plasma jaunâtre, f : fissure de structuration, DRS : domaine rouge sombre. a à d et e à f : étapes d'évolution successives.

Dans le fond matriciel gibbsitique résiduel, au fort grossissement, s'observent de petits vermicules de kaolinite. Certains sont limpides, fuselés et très incurvés ; leur association parfois assez intime avec les plages gibbsitiques tend à montrer qu'ils proviennent d'une resiliçification de la gibbsite dans un milieu très poreux favorable à leur croissance (Beauvais, 1991).

Les limites sont diffuses entre les plages isaltéritiques et le fond matriciel pédoturbé orangé.

Sur le plan chimique, on note une augmentation nette du fer avec l'apparition de l'hématite, et une légère diminution de l'aluminium par diminution de la gibbsite.

Au sommet de l'allotérite (fig. 5.1d), le fond matriciel intranodulaire est rouge noir, plus

ou moins décoloré localement, présente des fissures, des reliques des minéraux plus ou moins peu altérés, notamment la muscovite, la biotite altérée en vermicules de kaolinite plus ou moins ferruginisés et le quartz (environ 50 %). Les fantômes de minéraux primaires (muscovite, ...), pseudomorphosés par cloisonnement ferrugineux donnent des nodules lithomorphes dans le sens de Beauvais (1989 et 1991).

L'interprétation minéralogique des RX montre (tabl. 5.I) pour les nodules, de l'hématite alumineuse, du quartz, de la kaolinite, un peu de goéthite alumineuse associée à la gibbsite. Le taux de substitution de l'hématite est de 7 mole pourcent d'Al en moyenne, celui de la goéthite est de 25 mole% Al. Les analyses chimiques ponctuelles sont dans le tableau 5.III.

Tableau 5.I : Composition minéralogique des principaux faciès du plateau sommital

Faciès		Kaolinite	Quartz	Gibbsite	Hématite	Goethite
Horizon nodulaire meuble	Terre fine internodulaire	+++	++	tr	tr	+
	Nodules brun jaune	+	-	-	+	++++
	Nodules bruns	+	tr	-	++++	+
	Taches rouge orangé	+++	++	-	+	tr
Carapace nodulaire tachetée	Nodules bruns	+	-	-	++++	+
	Matrice internodulaire jaune	+++	++	-	-	+
	Ponts internodulaires rouge orangé	+++	++	-	+	tr
	Ponts internodulaires brun rouille	++	tr	-	+++	+
Cuirasse concrétionnée	Ponts internodulaires brun orangé	++	++	-	++	tr
	cortex brun jaune	+	-	-	+	++++
Cuirasse nodulaire	Nucléus brun	+	-	-	++++	+
	Nodules bruns	+	-	-	++++	+
Cuirasse massive	Ciment internodulaire brun rouge	++	tr	-	+++	+
	Nodules bruns	+	-	-	++++	+
Cuirasse massive	ciment internodulaire rouge	+	tr	-	+++	+
	Domaines rouge sombre	+	+	-	+++	+
	Domaines jaunes	++++	+	tr	-	+
Allotérite	Nodules	+	++	tr	++	+
	fond matriciel	+++	++	+	tr	tr
Isaltérite	Fond Matriciel	+	++	+++	-	tr

(-) non identifié (tr) traces (+) peu abondant (++) assez abondant (+++) abondant (++++) très abondant

Tableau 5.II : Composition chimique des plasmas isaltéritiques et allotéritiques.

	Nombre d'analyses	Composition chimique (%)				
		Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	
isaltérite	plasma gris	4	26,1	53,37	2,40	0,40
	paquets kaolinitiques	1	37,59	11,18	0,87	0,09
allotérite	plasma rouge orangé	3	22,50	54,50	9,50	0,68
	plasma nodulaire	1	9,65	9,89	47,94	0,48

Tableau 5.III : Compositions chimiques ponctuelles (%) des matériaux altéritiques

Echantillons	n	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	CoO	NiO	ZnO	TOTAL
isaltérite	4	0,23	0,80	90,49	6,32	0,83	0,16	0,07	0	0,07	0,81	0,02	0,10	0,05	99,95
allotérite (MR)	2	0,40	0,10	20,51	22,44	0,14	0,19	0,55	0,16	0,14	54,31	0,26	0,08	0,10	99,88
allotérite (nod)	3	0	0,37	37,80	48,56	1,39	0,05	1,22	0,02	0,02	10,36	0,18	0,05	0,05	100,07

MR : matrice rouge orangé, nod : nodules, n : nombre d'analyses

B – Les faciès à cuirasse en dégradation du plateau sommital

1 - Horizon caillouteux

Le fond matriciel est constitué d'un plasma rouge orangé, de cailloux, du quartz et des fissures (fig. 5.1e).

Le plasma rouge orangé est microagrégé et représente environ 60% de l'horizon à sa base ; les micro agrégats sont bimasépiques à

lattisépiques, séparés par des vides (0,4 mm). L'assemblage est aggloméroplasmique.

Les cailloux sont centimétriques, de forme mamelonnée ; ils renferment de rares petits grains de quartz flottants, des cutanes rouges vifs vosépiques et des vides de dissolution du quartz. Certains vides sont remplis rouge vif. La porosité est fissurale et tubulaire. La limite plasma internodulaire-plasma intranodulaire est nette, souvent assurée par des fissures recoupant le fond matriciel ou simplement par un éclaircissement du plasma.

2 - Cuirasse

Elle est massive au centre, mamelonnée à la base, pseudonodulaire, nodulaire et concrétionnée à son sommet. L'interprétation minéralogique des RX des différents faciès est résumée dans le tableau 5.I. Les analyses chimiques sont dans le tableau 5.IV.

Cuirasse massive

La cuirasse massive est brune à brun rouge et présente des domaines violacés associés à des domaines jaunâtres. Les domaines violacés à l'œil nu apparaissent rouge sombre mais recoupés par de nombreuses ségrégations brunes ou noires au microscope polarisant. Les domaines noirs sont opaques et denses ; ils sont quasiment dépourvus de quartz mais il existe des vides soit polyédriques soit arrondis de dissolution du quartz, soit étirés à bord irrégulier.

Les domaines jaunâtres se présentent en invagination et ont un diamètre centimétrique. Ils ont un plasma moyennement à fortement orienté. Ils renferment quelques gros cristaux de quartz,

très fracturés. Le plasma est argilasépique ou silasépique à certains endroits, insépique ou sépique à d'autres endroits.

En bordure de la cuirasse massive, la trame rouge sombre montre une légère différenciation de domaines par une fissuration rouge clair puis brun jaune micrométrique (fig. 5.1f), de rares alvéoles de 0,5 x 2 cm, à limite nette, à plasma brun jaune.

Cuirasse à structure mamelonnée

A la base de la cuirasse massive, se développe un faciès mamelonné, présentant une trame rouge sombre dans laquelle les nodules sont incomplètement différenciés, séparés par des alvéoles. Les nodules sont millimétriques exondés, de forme irrégulière. Ils sont soit brun à brun rouge, à lisérés périphériques jaunâtres, discontinus ; ces nodules sont parfois reconnus par une simple fissure brun jaune micrométrique qui différencie les domaines, soit noirs isotiques isolés en cailloux. La trame rouge sombre est identique à celle de la cuirasse massive.

Tableau 5.IV : Composition chimique totale (%) des principaux faciès cuirassés et nodulaires du plateau sommital.

	Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	MnO	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
horizon nodulaire	terre fine internodulaire	56,37	20,8	0,85	8,02	0,19	0,01	0,15	0,03	0,17	11,36	97,94
	domaine internodulaire rouge orangé	47,02	25,48	0,95	12,69	0,19	-	0,10	0,03	0,16	12,07	98,68
	nodules brun jaune	11,51	12,58	1,04	60,42	0,03	0,01	0,03	0,03	0,43	13,29	99,37
	nodules bruns	17,99	15,52	0,78	54,48		0,04	0,02	0,02	0,39	9,94	99,17
carapace nodulaire tachetée	nodules brun jaune	17,6	16,7	0,8	50,7	0	-	0,03	0,01	0,34	13	99,1
	matrice jaune	48	25,6	1	12,9	0,2	0,04	0,1	0,03	0,3	12,6	100,6
	pont internodulaire rouge orangé	47	25,5	1	12,7	0,2	-	0,1	0,03	0,16	12,1	98,7
cuirasse concrétionnée	cortex brun jaune	16,66	18,53	0,78	48,67			0,01	0,02	0,42	13,49	99,08
cuirasse nodulaire	nodules bruns	13,81	13,68	0,64	62,44		0,01	0,02	0,02	0,44	8,85	99,92
cuirasse massive	domaines rouge sombre	22,05	16,82	0,37	50,33		0,03	0,02	0,01	0,26	9,76	99,65

Les alvéoles, de diamètre sensiblement égal à 0,5 cm, sont ramifiées, généralement remplies d'une matrice argileuse à plasma brun jaune microagrégé. Les microagrégats sont "libres", parfois avec des vides au contact du plasma. Les ponts entre les volumes nodulaires sont plus ou moins décolorés, rouge foncé à rouge orangé. La rupture de ces ponts vers la base aboutit à la formation d'un niveau argileux à nodules isolés (fig. 5.1f).

Cuirasse pseudonodulaire

Elle s'observe dans des invaginations plus ou moins profondes pénétrant l'horizon à cuirasse. Elle présente une trame rouge sombre, microporeuse où les couches brun jaunâtre concentriques à limites diffuses isolent des volumes de 1 à 10 mm de diamètre. L'intérieur et l'extérieur des pseudonodules sont sensiblement identiques, cependant l'intérieur est parfois plus

sombre. On note aussi des alvéoles millimétriques à plasma jaune ou rouge orangé, macroporeux.

Cuirasse nodulaire

C'est un ensemble de nodules renfermés dans un plasma rouge (fig. 5.1g). Les nodules sont rouge violacé en LN, de 2 à 10 mm de diamètre, microporeux, à cernes. Ces nodules sont emballés dans un plasma rouge orangé macroporeux.

Le fond matriciel internodulaire (35-40%) est très hétérogène constitué de domaines rouge orangé dominants, de domaines brun rouge peu abondants et de domaines plus clairs, orangés (réduits). Ces trois types d'organisation sont associés à des domaines jaunes millimétriques.

Cuirasse à faciès concrétionné

A certains endroits (fig. 5.1g), la cuirasse nodulaire montre des cutanes jaune orangé, en plusieurs couches alternant jaune orangé-brun autour des nodules. Ces cortex se présentent sous forme de couches brun verdâtre à brun jaunâtre concentriques vers le nucléus, d'environ 100 à 500 µm d'épaisseur ; ils sont continus et réguliers. Le nucléus est de couleur brun rouge, avec par endroits de fines ponctuations jaunes ou brun jaune. Les nodules ont environ 0,5 cm de diamètre et sont arrondis.

3 - Carapace nodulaire tachetée

Elle est constituée de nodules reliés entre eux par une matrice de teinte très hétérogène.

Les nodules, de taille sensiblement 1 à 2 cm, ont un plasma identique à celui de la cuirasse nodulaire. Entre les nodules, la matrice montre des domaines ferrugineux constituant des ponts entre les nodules. Les ponts sont millimétriques et apparaissent toujours liés aux nodules ferrugineux en une gamme continue de couleur allant du brun rouille au contact des nodules, au rouge orangé au cœur des plages internodulaires. Celles-ci sont jaunes, présentent une structure argilasépique à localement insépique, et montrent des taches dont le pourcentage varie de 10 à 35% de l'ensemble du fond matriciel internodulaire. Les taches sont micro métriques, de forme circulaire ou réticulée (vermiculée). Elles apparaissent fréquemment liées aux vides.

4 - Ensemble nodulaire meuble

Il est formé de nodules, très abondants, emballés dans une matrice argileuse rouge orangé à rouge, meuble.

Au microscope optique, on observe trois composantes : les nodules, un fond matriciel rouge et un fond matriciel jaune. Les nodules ont une taille de 2 mm à 2 cm en moyenne ; ils sont brun jaune ou bruns et présentent plusieurs cassures internes ; ces cassures sont envahies de cutanes rouge vif. Les nodules sont isolés par des fissures discontinues. La matrice rouge, dominante à la base, est plus restreinte (10 à 15%) et constitue des ponts entre les nodules vers le sommet des profils. La matrice jaune est meuble finement agrégée ; elle apparaît sous la forme d'un plasma argilasépique. Sa structure est micro nodulaire à plasma rouge et jaune.

5 - Ensemble argileux meuble

Le fond matriciel jaune décrit dans l'horizon nodulaire meuble occupe ici près de 80% du volume de l'ensemble ; il est microagrégé et insépique. Il renferme moins de 5% de nodules, de taille inférieure ou égale à 4 mm ; les contours de ces nodules sont nets et variables : en contact direct avec le fond matriciel ou séparés de celui-ci par une fissure. Quelques cristaux de quartz égarés sont dans le FM. Les vides, 10 à 15%, sont de forme irrégulière, avec en plus des fissures de dissolution observées.

Au total, la trame rouge sombre de la cuirasse est riche en fer, en hématite et goethite. Elle s'altère en nodules centimétriques, hématitiques et goéthitiques dans lesquels se différencie un cortex plus goéthitique. Cette dégradation est initiée par la décoloration en rouge clair et est accompagnée d'une diminution de la teneur en fer et en hématite, une augmentation relative en kaolinite. La décoloration rouge clair apparaît d'abord sous forme d'invaginations micrométriques puis s'élargit. Ces invaginations deviennent jaunes meubles pour former une matrice appauvrie dominant les nodules riches en fer.

C – Les faciès d'accumulation ferrugineuses actuelles de bas de versants

Les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants sont différenciées en six faciès au total, inégalement répartis sur les trois séquences étudiées. Quatre de ces faciès ont été observés à la base des profils sur pente moyenne ; ils comprennent de la base vers le haut des profils une argile gris jaune, une argile bariolée, une

carapace massive bariolée et une carapace massive tachetée. Trois faciès sont observés sur pente faible en deux séquences verticales dont une argile bariolée surmontée d'une carapace vacuolaire bariolée ; les deux sont relayés vers l'amont par une argile tachetée. Cette argile tachetée constitue le seul faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles observé à la base des profils sur pente forte.

1 – Etude des faciès sur pente faible

L'interprétation minéralogique des RX est résumée dans le tableau 5.V et les données d'analyse chimique dans le tableau 5.VI.

a – L'argile bariolée

L'argile bariolée est formée par la juxtaposition de trois types de domaines (fig. 5.2) : des domaines argilo-ferrugineux rougeâtres, peu étendus et peu consistants, des domaines argilo-ferrugineux brun jaune, larges et meubles, et des domaines argilo-sableux gris verdâtre, également larges et tendres.

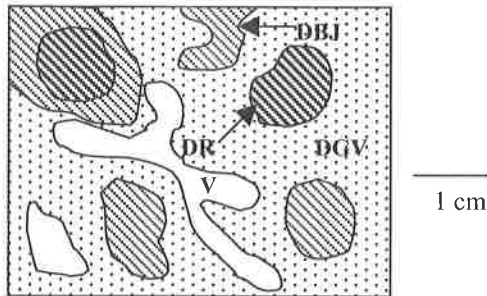


Figure 5.2 : Macroscopie du faciès argile bariolée. DR : domaine rougeâtre, DBJ: domaine brun jaune, DGV : domaine gris à gris verdâtre, V : vacuole

Les domaines argilo-sableux gris (DGV, fig. 5.2)

Le fond matriciel renferme un plasma gris, du quartz et des fissures. Le plasma est exclusivement kaolinitique, à structure argilasépique. Ce plasma se présente en agrégats de 1 mm de diamètre (planche 3 en annexe 7). En effet, de fines fissures, de 100 à 200 µm de diamètre, fragmentent grossièrement le plasma gris (photo 3, pl. 3 en annexe 7).

Le squelette est constitué de quartz, occupe 30% du fond matriciel, de taille avoisinant 1,5 mm, parfois 3 mm, légèrement fragmentés.

Les domaines argilo - ferrugineux brun jaune (DBJ, fig. 5.2)

Le fond matriciel renferme un plasma gris identique au précédent, un plasma brun jaune, du quartz et des fissures (fig. 5.3).

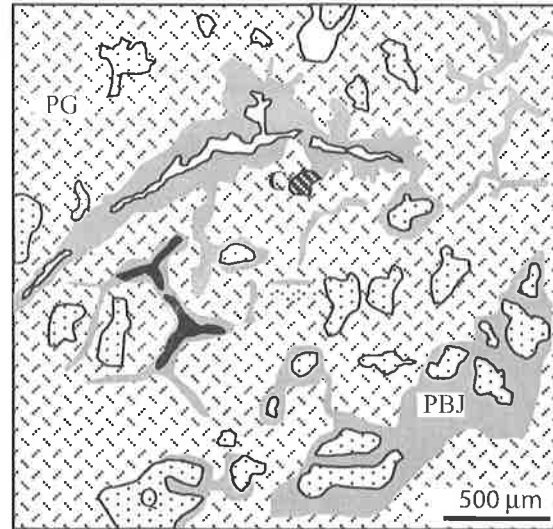


Figure 5.3 : Présentation micromorphologique des domaines brun jaune de l'argile bariolée. Q : quartz, PBJ : plasma brun jaune, PG : plasma gris en agrégats, C : cutane

Le plasma gris a une structure argilasépique, avec des agrégats bruns de plus petite taille, 300 à 500 µm. Le plasma brun jaune se présente en un réseau de ségrégations violacées à brunes en bordures ou remplissant les vides (fig. 5.3 et photo 4 de la planche 3), masquant de rares fragments de kaolinite, structurant les agrégats gris et colorant ceux-ci en jaune en même temps.

Le squelette, constitué de quartz de taille avoisinant 500 µm, représente environ 20%.

Les vides sont représentés par des fissures de structuration et de dissolution du quartz. Les plus petites fissures sont bordées d'un liséré jaune, initiant la structuration du plasma gris en agrégats. Les grosses fissures sont tapissées d'un plasma brun jaune non orienté. Le contact entre ce fond matriciel et le fond matriciel gris est continu.

Les domaines argilo - ferrugineux rougeâtres (DR, fig. 5.2)

Le plasma est brun jaune en LN et rouge sombre en LP. Il a une structure argilasépique, des vides

de taille plus petite (environ 150 µm), de forme irrégulière.

Les vermicules de kaolinite ne sont plus visibles. De rares volumes nodulaires de 0,5 à 1 cm présentent un plasma noir isotique, à squelette

abondant, constitué de quartz dont la taille peut atteindre 3 mm. L'assemblage est porphyroscélitique et la porosité est faible (photo 5, pl. 3). Entre le plasma gris des agrégats et le plasma rouge sombre, le passage est net.

Tableau 5.V : Composition minéralogique des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de pente faible.

Faciès	phase	kaolinite	hématite	goethite	quartz	anatase
horizon argileux rouge finement tacheté	Fond brun sombre	++	++	++	+	tr
	Matrice rouge	++	++	+	++	tr
carapace vacuolaire bariolée	Domaines brun sombre	+	++	++	+	tr
	Matrice brun jaune	++	+	++	+	tr
argile tachetée	Taches violacé sombre	++	+	++	+	tr
argile bariolée	Domaine rougeâtre	++	+	++	+	tr
	Fond gris verdâtre	+++	-	+	++	tr

(-) non identifié, (tr) traces, (+) peu abondant, (++) abondant, (+++) très abondant

Au total, de nombreuses fissures sont observées dans les domaines gris verdâtre à plasma kaolinitique, pauvre en fer (4% Fe₂O₃). Ces fissures constituent un réseau structurant le

plasma gris en agrégats ; elles sont par la suite bourrées d'un plasma brun jaune qui se densifie et constitue des domaines rougeâtres goethitiques, riches en fer (14% Fe₂O₃).

Tableau 5.VI : Composition chimique (%) des différentes phases des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants sur pente faible.

	Argiles bariolées		Argiles tachetées		Carapace vacuolaire bariolée	
	Domaine rougeâtre	Fond gris verdâtre	Domaine rouge violacé	Domaine brun jaune	Domaine brun sombre	Matrice brun jaune
MgO	0,11	0,19	0,06	0,15	0,17	0,15
Al ₂ O ₃	26,89	33,70	26,40	50,00	26,77	22,15
SiO ₂	48,70	51,47	34,90	25,00	42,56	44,87
K ₂ O	0,11	0,14	0,00	0,06	0,19	0,14
CaO	0,01	0,01	0,00	0,25	0,03	0,03
TiO ₂	0,73	1,37	4,10	1,79	1,56	1,09
MnO	0,00	0,02	0,10	0,20	0,02	0,01
Fe ₂ O ₃	14,08	4,51	22,10	8,00	21,61	4,30
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,36	0,06	0,06	0,04
LOI	9,04	8,33	11,80	11,01	6,71	27,02
Total	99,75	99,73	99,82	94,50	99,69	99,80

b - La carapace vacuolaire bariolée

A la loupe binoculaire, la carapace vacuolaire bariolée présente des vacuoles et un réseau ferrugineux brun rougeâtre (fig. 5.4).

Les vacuoles sont remplies d'argile blanchâtre à jaunâtre meuble dans un fond matriciel gris identique à celui de l'argile bariolée, cependant devenant progressivement brun jaune vers le sommet de l'horizon, parcouru par des tubules de diamètre centimétrique.

Le réseau ferrugineux est constitué de quatre types de matériaux (fig. 5.4) : les domaines brun rouge indurés, les domaines brun violacé consistants à indurés à la périphérie des domaines brun rouge, les domaines brun jaune reliant les deux autres domaines, un matériau gris blanc tendre en bordure des vacuoles. Au microscope optique, le réseau ferrugineux présente un fond matriciel rouge tandis que les deux domaines le bordant ont respectivement un FM brun jaune et gris. Ce dernier est identique à celui de l'argile

bariolée mais devient rouge vers le haut du profil. Un FM rouge vif est observé dans les vacuoles.

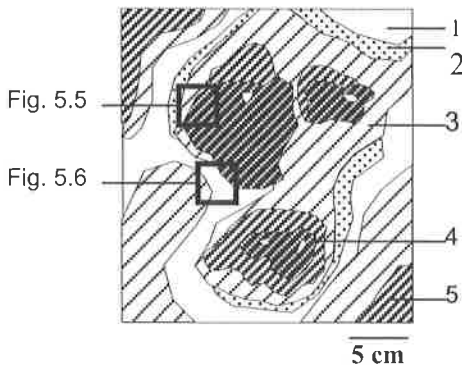


Figure 5.4 : Faciès carapace vacuolaire bariolée, 1 : vacuole, 2 : matrice gris blanc limono – argileuse meuble, 3 : domaine brun jaune légèrement consistant, 4 : domaine brun rouge induré, 5 : domaine brun violacé consistant.

Le fond matriciel brun jaune du réseau ferrugineux

Le plasma brun jaune est identique à celui de l'argile bariolée, renfermant cependant des plasma gris et bruns réduits en agrégats très fins (fig. 5.5 et photo 6, pl. 3). Les bordures de ce plasma sont éclaircies en jaune, de manière discontinue par un matériau jaune d'environ 200 µm de large. Les vides représentent 5% du FM ; leur taille avoisine 30 µm ; leur forme est irrégulière ; ce sont des vides d'entassement.

Le fond matriciel brun rouge du réseau ferrugineux

Le fond matriciel brun rouge renferme 50% de plasma, 30% de vides et 20% de quartz (fig. 5.5 et photos 7 et 8, pl. 3 en annexe 7). Il se présente en un réseau et étend ses tentacules dans les FM gris et brun jaune (fig. 5.5).

Le plasma a une structure sépique et présente de rares fragments de kaolinite parallélépipédiques jaunes.

Le squelette est composé de quartz de taille variable (500 à 1500 µm de diamètre) ; de nombreuses dissolutions dans les bordures de ces grains de quartz sont notées. Par endroits, le FM est sous forme de domaines concentriques, sans quartz.

L'assemblage est porphyrosquélique.

La plupart des vides (20% du FM) sont de très petite taille (inférieure à 30 µm) et marquent la disparition des derniers agrégats gris

et bruns. Les vides de dissolution du quartz représentent moins de 10% du FM ; ils ont une taille d'environ 300 µm. De nouvelles fissures sont observées dans ce FM (photo 9 pl.3). Elles ont rarement 250 µm de diamètre et présentent des contours irréguliers.

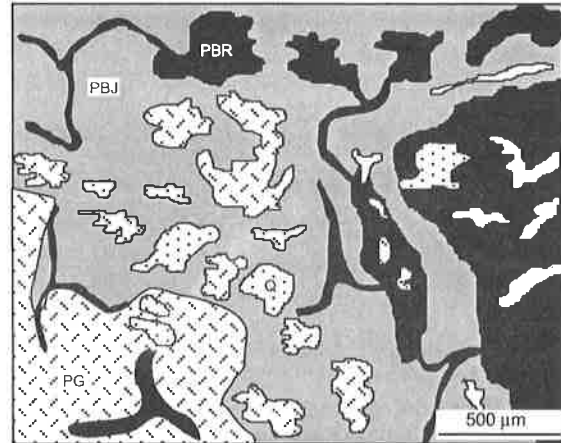


Figure 5.5 : Relation FM brun jaune et FM brun rouge dans la carapace vacuolaire bariolée. Q : quartz, PG : plasma gris, PBR : plasma brun rouge, PBJ : plasma brun jaune.

Le fond matriciel rouge vif

Le fond matriciel rouge renferme 50% de plasma, 30% de vide et 20% de quartz. Il se développe dans les vacuoles au contact des réseaux ferrugineux brun jaune ou brun rouge (fig. 5.6). Le plasma rouge se présente en domaines irréguliers de 100 à 400 µm, interconnectés. Il a une teinte soit rouge, soit rouge clair ; il est très poreux, renferme du quartz plus fin. Il est prolongé vers les fissures par le FM gris ; le contact entre les matériaux rouges et les matériaux gris est marqué par un jaunissement puis un éclaircissement du plasma. Le contact entre le FM rouge et les FM brun rouge ou brun jaune est net, par endroits marqué par un liséré jaune, lequel se trouve aussi autour des vides.

Les taux de substitution de la goéthite varient de 16 à 22 moles % d'Al (tabl. 5.VII). Ils sont plus élevés dans la matrice brun jaune de la carapace vacuolaire bariolée.

La teneur en perte au feu particulièrement élevée (27%, tabl. 5.VI) dans la matrice brun jaune de la carapace vacuolaire est certainement due à un excès d'eau dans l'échantillon.

Plus haut dans le profil, la carapace vacuolaire bariolée présente des domaines brun rouge de plus en plus volumineux et interconnectés jusqu'à constituer l'essentiel du

faciès. Les domaines brun jaune moins poreux forment un fin liséré en bordure du fond matriciel rouge vif qui s'élargit (photo 10, pl. 3). Le plasma rouge vif se structure en agrégats dans les vacuoles de la carapace. Dans ces vacuoles, les agrégats rouges se détachent et le milieu devient très poreux.

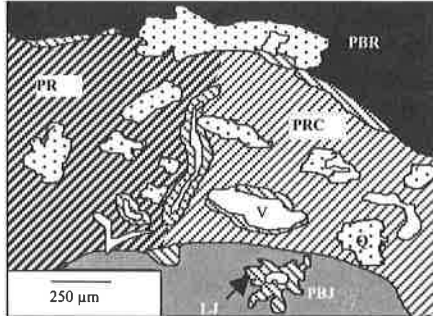


Figure 5.6 : Fond matriciel rouge vif, à lisérés jaunes.

Q : quartz, LJ : liséré jaune, PRC : plasma rouge clair, PR : plasma rouge, V : vide, PBJ : plasma brun jaune, PBR : plasma brun rouge.

c – L'argile tachetée

Le faciès argile tachetée est de couleur rouge jaunâtre badigeonné de taches (fig. 5.7). La consistance des matériaux est variable : les matériaux rouge jaunâtre sont argileux et cohérents, les domaines jaunes friables, les noyaux ferrugineux rouge violacé faiblement indurés, les taches blanchâtres pâteuses.

A la base, le matériau dominant est gris à grosses vermicules de kaolinite en accordéon ; il renferme des taches rouges d'un mélange de goethite et d'hématite ; ces taches sont cernées de matériaux jaunes à kaolinite microcristalline (non observée au microscope optique) et goethite.

Au sein de l'argile tachetée, se distinguent des domaines jaunes dans lesquels se différencient, un FM rouge jaunâtre à jaunes, un FM orangé (fig. 5.8) tandis que les noyaux ferrugineux montrent un FM brun rouge (fig. 5.9).

Le FM jaune se présente sous forme de taches, de forme irrégulière. De taille comprise entre 200 et 1000 µm, il borde de manière discontinue les vides (fig. 5.8).

Tableau 5.VII : Taux de substitution en mole % d'Al dans la goethite des faciès de pente faible.

Echantillon	Thiel (1963)	Schulze (1984)
Horizon argileux rouge finement tacheté (taches)	14,2	16,4
Carapace vacuolaire bariolée (domaine brun sombre)	16,2	19,4
Carapace vacuolaire bariolée (Matrice brun jaune)	21,1	22,5
Argile tachetée (taches violacées)	20,3	20,5

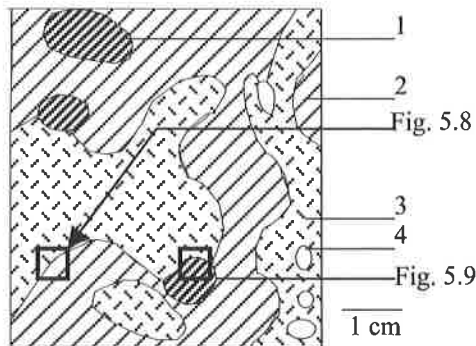


Figure 5.7 : Faciès argile tachetée. 1 : noyau ferrugineux rouge violacé, faiblement induré, 2 : matrice rouge jaunâtre cohérente, 3 : domaine jaune friable, 4 : tache blanchâtre pâteuse.

Le FM orangé est important ; il est non orienté. Le plasma est de teinte jaune, de structure insépique. Le squelette est constitué de quartz. L'assemblage est porphyroscélitique (fig. 5.8). La kaolinite y est observée en microcristaux parallélépipédiques et accordéon d'environ 150 µm. Les vides sont ceux de structuration et de

dissolution. De forme irrégulière, ils occupent environ 10 % du FM ; leur taille avoisine 500 µm. Les fissures du quartz renferment un plasma ferrugineux dense. Vers le haut du profil, le plasma orangé s'oriente dans une ou deux directions, plasma masépique ou bimasépique (Brewer, 1964). De nombreux vides de structuration donnent une structure microagrégée.

Le FM brun rouge a une porosité bien développée (fig. 5.9). Le quartz est très peu présent, 10 % dans le plasma et leur taille est aussi petite, environ 100 µm. Le plasma se présente en agrégats de moins de 250 µm, reliés. Ce FM toujours concentré en nodules, de 50 à 750 µm de diamètre, parfois sans quartz, avec 20 % de vides, à contours en plasma orangé plus vif. Les vermicules de kaolinite sont parallélépipédiques ou en accordéon ; elles sont ferruginisées. Le FM brun rouge présente des limites diffuses avec le FM orangé.

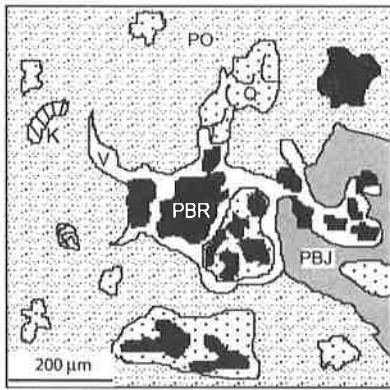


Figure 5.8 : Présentation du FM orangé du faciès argile tachetée et relation avec le FM jaune. Q : quartz, PO : plasma orangé, PBJ : plasma brun jaune, V : vide, PBR : plasma brun rouge.

Au-dessus de l'argile tachetée, le FM brun rouge se développe en nodules lithomorphes. Le fond matriciel de ces nodules renferme un grand nombre de cristaux de muscovite, de rares vermicules de kaolinite et de rares grains de quartz corrodés.

Les analyses chimiques donnent jusqu'à 22% de Fe_2O_3 dans les domaines rouges (tabl. 5.VI) alors que les domaines jaunes ne possèdent que 8 % Fe_2O_3 .

Au total, dans l'argile tachetée, les domaines indurés riches en fer se forment par concentration du fer autour des lithoreliques (fissures de quartz et de kaolinite de pseudomorphose, ...) au sein d'un FM orangé pédoturbé. Ces accumulations sont soit jaunes, peu riches en fer (8% Fe_2O_3), goethitiques, autour des vides, soit brun rouge, riches en fer (22% Fe_2O_3), hématitiques et goethitiques à goethite substituée $AlOOH$, en nodules.

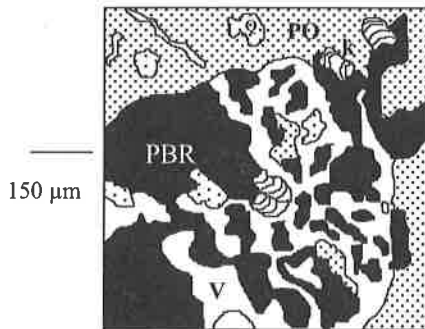


Figure 5.9 : Fond matriciel brun rouge de l'argile tachetée. Q : quartz, PBR : plasma brun rouge, PO : plasma orangé, V : vide, K : vermicules de kaolinite

2 - Etude des faciès de pente moyenne

a – L'argile gris jaune

L'argile gris jaune a été observée à la base des profils sur pente moyenne. Elle présente deux FM au microscope optique : un FM gris blanc et un FM brun jaune.

Le FM gris blanc est constitué d'un plasma gris cristique (photo 11, planche 4 en annexe 7), de vermicules de kaolinite, de quartz et de vides. L'assemblage est porphyrosquélique.

Les vermicules de kaolinite sont bruns, en accordéon, de grande taille (500 µm de diamètre pour une longueur de 1000 µm) ; les espaces interkaolinitiques sont vides.

Le squelette est constitué du quartz et de muscovite ; il représente 60 à 70% du FM ; les grains de quartz ont une taille avoisinant 500 à 1000 µm et une extinction roulante. De nombreuses plages à paillettes de muscovite, de teinte vive ou grise, et les zones d'altération du feldspath sont aussi reconnaissables. Les fissures de quartz et les limites entre certains grains altérés du feldspath sont remplis par un voile ferrugineux brun jaune (photo 11, pl.4).

Le FM brun jaune présente un plasma abondant (45 à 50%), une structure cristique. Les quartz et kaolinite sont parfois entassés en amas (photo 12, pl. 4). Les vermicules de kaolinite représentent environ 30% du FM ; leur taille varie de 200 à 400 µm ; ils sont surplombés par un voile ferrugineux brun à brun jaune qui les masque par endroits (photo 13, pl. 4). Les vides représentent 10% du FM ; ce sont des vides d'entassement et de dissolution.

Les taux de substitution de la goethite sont de l'ordre de 22 moles % d'Al.

b – L'argile bariolée

Le faciès argile bariolée est constitué par la juxtaposition de domaines rougeâtres et des ponctuations blanchâtres dans un fond jaune (fig. 5.10). L'ensemble est massif non induré, à structure de roche conservée dans certains domaines. Les vacuoles remplies d'argile brune meuble, pouvant atteindre 2 cm d'épaisseur, y sont observées.

Au microscope optique, l'argile bariolée présente quatre fonds matriciels : un FM gris (40%) dans les ponctuations blanchâtres et les vacuoles ; il est identique à celui de l'argile gris

jaune de base, un FM brun jaune (30%) dans le fond jaune, un FM brun rouge (20%) et un FM

rouge sombre (10%) dans les domaines rougeâtres.

Tableau 5.VIII : Composition minéralogique des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de pente moyenne.

Faciès	phase	kaolinite	hématite	goethite	quartz	muscovite	anatase
Carapace massive tachetée	Domaine rouge sombre	+	++	++	+	tr	tr
	Trame rouge violacé	++	+	++	+	tr	tr
Carapace massive bariolée	Fond brun jaunâtre	++	+	++	+	tr	tr
	Domaine rouge	+	++	++	+	tr	tr
Argile bariolée	FM brun rougeâtre	+++	-	+	++	tr	tr
	FM jaune	+++	-	+	++	tr	tr
Argile gris jaune		+++	-	+	++	tr	tr

(-) non identifié, (tr) traces, (+) peu abondant, (++) abondant, (+++) très abondant

Fond matriciel brun jaune (1, fig. 5.10)

Il présente un plasma brun jaune, des vides, de la kaolinite et du quartz (fig. 5.11).

Le plasma est abondant (70%) ; il a une teinte brun jaune, une structure insépique. Les vides représentent environ 10% du FM ; ils ont une taille d'environ 100 µm, une forme irrégulière, par endroits interconnectés.

La kaolinite est sous forme de vermicules, en fragments de petite taille, environ 200 µm (fig. 5.11). Certaines vermicules renferment le plasma ferrugineux rouge sombre dans leur fissure (fig. 5.12) ; d'autres sont complètement masquées par un plasma ferrugineux isotopique.

voile ferrugineux. Leur taille atteint rarement 600 µm. L'assemblage est porphyrosquélique.

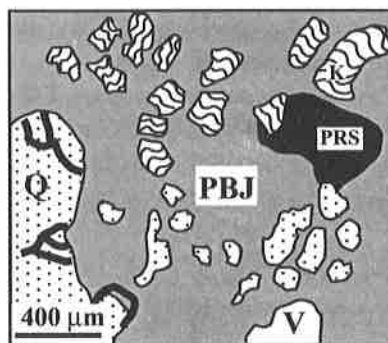


Figure 5.11 : Fond matriciel brun jaune de l'argile bariolée. PBJ : plasma brun jaune, PRS : plasma rouge sombre, K : kaolinite, V : vide, Q : quartz.

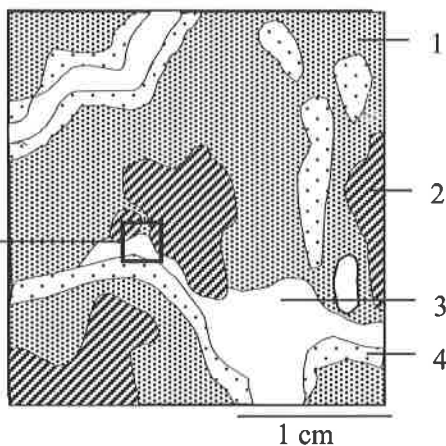


Fig. 5.13

Figure 5.10 : Faciès argile bariolée. 1 : fond jaune, 2 : domaine rougeâtre, 3 : vacuole, 4 : ponctuations blanchâtres

Le squelette est constitué de rares grains de quartz, de petite taille (environ 400 µm ou moins pour la plupart), aux fissures envahies d'un

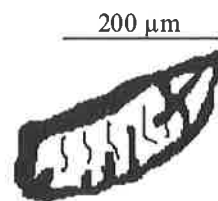


Figure 5.12 : Vermicule de kaolinite dont les fissures sont pénétrées par le plasma ferrugineux rouge sombre

Fond matriciel brun rouge (2, fig. 5.10)

Il présente un plasma brun rouge, des vides, des cutanes, de la kaolinite et du quartz (fig. 5.13 et photo 14, pl. 4). Le plasma est structuré en agrégats ; ces derniers ont une taille de 200 à 400 µm, une structure bimasépique et sont individualisés par des vides.

Les vides représentent 20% du FM ; ils ont une forme irrégulière et une taille d'environ 500 µm.

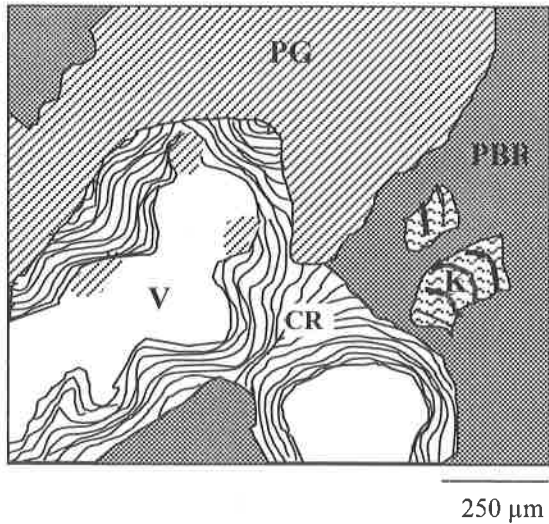


Figure 5.13 : Relation FM rouge sombre dans le FM brun rouge et FM gris des vacuoles. V : vide, PBR : plasma brun rouge, CR : cutane rouge, PG : plasma gris, K : kaolinite

Fond matriciel rouge sombre (2, fig. 5.10)

Les cutanes sont contre la paroi des vides et pénètrent progressivement à l'intérieur du plasma brun rouge (subcutanes). Ils sont de couleur rouge vif. Ce sont des cutanes d'incrustation (Tardy, 1993) (fig. 5.13 et photo 15, pl. 4) d'épaisseur pouvant atteindre 250 µm.

Les vermicules de kaolinite, de taille avoisinant 200 µm, représentent 5% du FM. Leur coloration est grise. Ils sont ouverts en éventail et leurs fissures sont jaunies.

Le fond matriciel rouge sombre se présente en domaines de 5 à 10 mm de diamètre.

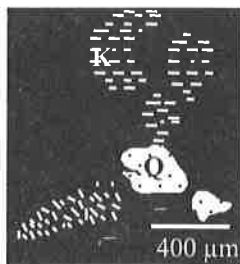


Figure 5.14 : Fond matriciel rouge sombre de l'argile bariolée. Q : quartz, K : kaolinite masquée

L'assemblage est aggloméroplasmique. Le plasma rouge sombre a une structure

insépique ou sépique à bimasépique (photo 16, pl. 4 en annexe 7). Les fissures sont rares, longues de plus de 1 mm, renferment des cutanes rouge vif, identiques à ceux du plasma rouge. D'autres fissures plus fines sont dépourvues de cutanes.

Le squelette est constitué de petits fragments de quartz isolés (fig. 5.14).

La limite avec les deux FM précédents est diffuse.

On note dans le profil sur pente moyenne, à partir du plasma gris à kaolinite brune, les évolutions suivantes de l'argile gris jaune vers l'argile bariolée :

- les domaines gris blanc sont le siège de la dissolution de quartz tandis que les domaines jaunes sont ceux de la fragmentation de la kaolinite ; ces derniers sont pauvres en quartz.
- une fragmentation des grains de quartz et un envahissement de leur fissure par le voile ferrugineux ;
- une fragmentation et un jaunissement de kaolinite vers le plasma brun rouge plus riche en fer et hématite ;
- un remplissage des fissures par des cutanes.

c - La carapace massive bariolée

Elle apparaît au-dessus de l'argile bariolée. Elle est constituée d'un bariolage de matériaux consistants à indurés (fig. 5.15). Dans un fond brun jaunâtre (2, fig. 5.15) faiblement consistant surplombent des domaines rouges à rouge sombre (7) indurés ; ces derniers sont le plus souvent entourés soit d'un matériau brun rouge (5) consistant, soit d'un matériau jaune (4) friable. On observe aussi des noyaux ferrugineux (3) et des alvéoles ; ces dernières sont vides (6) ou parfois remplies d'un matériau argileux rouge orangé (1) meuble. Les matériaux brun jaunâtre présentent un FM gris et un FM brun jaune.

Fond matriciel gris (2, fig. 5.15)

Le plasma a une teinte grise, une structure cryptocristalline ; il est peu abondant. Il renferme de rares cristaux de kaolinite tabulaires, de petite taille (100 µm), de couleur grise et à extinction roulante. Ce plasma se présente sous forme de microdomaines de taille variable au sein du plasma rouge sombre avec qui il présente une limite nette (fig. 5.16). Il est très poreux, sans cutane.

Tableau 5.IX : Composition chimique (%) des différentes phases des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants sur pente moyenne.

	Carapace massive tachetée		Carapace massive bariolée		Argile bariolée		Arg. gris jaune	Arg. grise
	Domaine rouge sombre	Trame brun rouge	Domaine rouge	Fond brun jaune	Domaine rouge sombre	Fond jaune	Fond jaune	fond gris blanc
MgO	0,18	0,25	0,33	0,36	0,61	0,23	0,44	0,32
Al ₂ O ₃	23,17	30,07	27,31	35,32	33,09	34,19	29,00	35,13
SiO ₂	27,66	48,99	42,99	44,37	55,14	50,64	59,61	51,10
K ₂ O	0,34	0,55	0,75	0,81	1,56	0,54	1,32	0,77
CaO	0	0	0	0	0	0,03	0	0
TiO ₂	0,44	0,47	0,24	0,56	0,47	0,20	0,35	0,31
MnO	0,01	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	39,42	10,44	20,23	8,09	4,14	2,59	2,99	1,32
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,03	0,03	0,10	0,03	0,07	0,01
LOI	8,30	9,03	7,84	10,33	4,77	11,41	6,02	10,87
Total	99,57	99,83	99,72	99,87	99,88	99,86	99,80	99,83

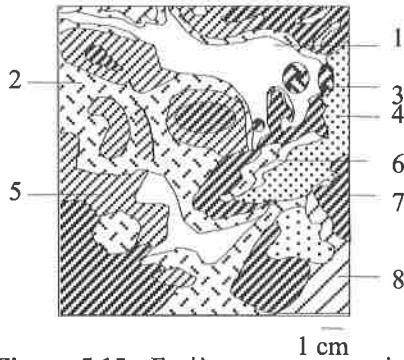


Figure 5.15 : Faciès carapace massive bariolée. 1 : alvéole remplie d'argile rouge orangé, 2 : matériau brun jaunâtre faiblement consistant, 3 : noyau ferrugineux induré rouge sombre, 4 : domaine jaune friable, 5 : matériau brun rouge consistant, 6 : vide, 7 : domaine rouge à rouge sombre induré, 8 : domaine brun rougeâtre induré.

Fond matriciel brun jaune (2, fig. 5.15)

Il présente un plasma brun jaune, riche en kaolinite (photo 17, pl. 4), des vides et du quartz. Il est identique à celui de l'argile bariolée. Ici, le plasma a une structure sépique. La fissuration du plasma est plus prononcée, initiant sa structuration en agrégats (fig. 5.17). Aussi, des cutanes essentiellement jaunes, sont observés en bordure des agrégats.

Fond matriciel brun rouge (5, fig. 5.15)

De teinte brun rouge, ce FM renferme des grains de quartz, des fragments de kaolinite et des fissures avec un assemblage porphyroscélitique (fig. 5.18).

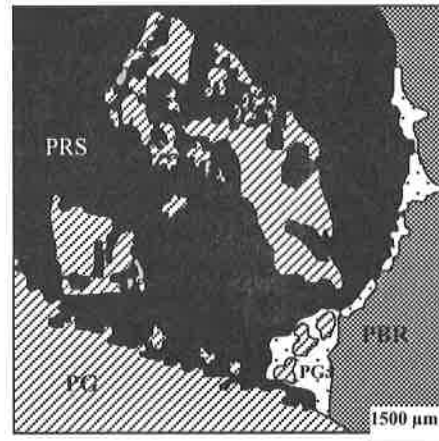


Figure 5.16 : Relation entre le FM gris, le FM brun rouge et le FM rouge sombre de la carapace massive bariolée. PG : plasma gris, PGJ : plasma gris jaune, PBR : plasma brun rouge, PRS : plasma rouge sombre.

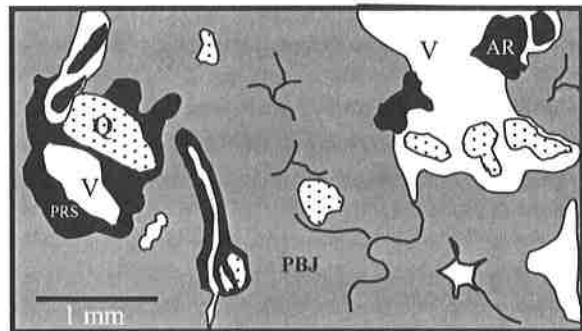


Figure 5.17 : Fond matriciel brun jaune de la carapace massive bariolée. Q : quartz, V : vide, PBJ : plasma brun jaune, PRS : plasma rouge sombre, AR : agrégats rouges au sein des vides.

Le plasma a une structure masépique. Il se présente en agrégats ; les agrégats présentent sur leurs bordures des ségrégations jaunes goethitiques ; des fissures interagrégats ont un matériau jaune en bordure.

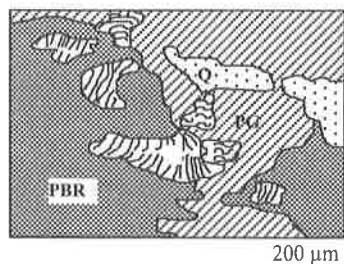


Figure 5.18 : Limite entre les plasmas brun rouge et gris dans la carapace massive bariolée. Q : quartz, PBR : plasma brun rouge, PG : plasma gris.

Les vermicules de kaolinite sont sous forme d'accordéon rongés dans leur bordure, de couleur grise à brune, de grande taille, parfois colorés jaunes dans leur bordure et dans leurs fissures (clivages) par un voile ferrugineux qui les masque partiellement.

Les fissures, nombreuses, de diamètre 100 - 150 μm , sont ouvertes, à cutanes jaunes ou rouges ; elles se prolongent dans le plasma gris environnant et sont des zones d'invasion progressive des plasma gris et brun jaune par le plasma ferrugineux rouge sombre (fig. 5.16).

La limite avec le FM gris est progressive.

Fond matriciel rouge sombre (7, fig. 5.15)

Il présente un plasma rouge sombre, de la kaolinite, du quartz et des vides (fig. 5.16).

Le plasma a une structure bimasépique. Les vermicules de kaolinite sont en accordéon, longs d'environ 600 μm , beaucoup fragmentés par endroits. Les vides sont rares, de petite taille, atteignant rarement 500 μm .

Ce FM présente une limite progressive avec les FM gris et brun jaune, une limite nette avec le FM rouge vif.

Fond matriciel rouge (7, fig. 5.15)

Il présente un plasma rouge vif, des cutanes, du quartz et des vides (fig. 5.19).

Le plasma rouge est homogène et limpide ; il présente un faible relief par rapport au squelette. L'assemblage est porphyroscélique, sans orientation structurale.

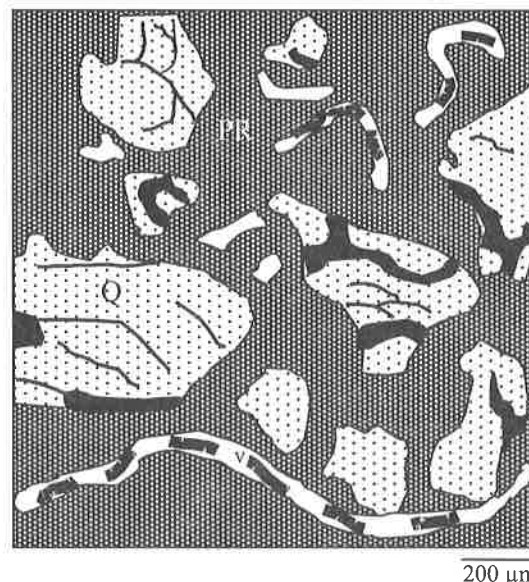


Figure 5.19 : Fond matriciel rouge de la carapace massive bariolée. Q : quartz, PR : plasma rouge vif, V : vide.

Les grains de quartz occupent 20% du FM ; leur taille est d'environ 100 μm , rarement 1000 μm ; ils sont parfois à cheval entre ce FM et le FM rouge sombre.

Les vides occupent 10% du FM ; ils ont une taille d'environ 100 μm et sont obstrués par le plasma, indiquant une illuviation. De rares fissures de diamètre avoisinant 50 μm , transplasma, possèdent des cutanes à leur bordure.

Le passage est net entre ce FM et les FM environnants, rouge sombre, brun rouge et brun jaunâtre.

Au total, les teneurs en fer sont de plus en plus importantes dans les domaines rouges où cristallise de l'hématite. Cette ferruginisation procède par un envahissement en voile diffus et un remplissage des vides. Les voiles ferrugineux recouvrent et transforment successivement les plasmas lithorelictuels gris en brun jaune, puis en brun rouge et rouge sombre. Il se forme un fond kaolinitique, renfermant peu de fer et de goéthite. Les vides sont ceux structurant les plasmas en agrégats, les ouvertures des vermicules de kaolinite et les vides de dissolution du quartz ; leur ferruginisation aboutit à un plasma rouge vif limpide, plus riche en fer et hématite mais encore isolé en domaines centimétriques.

d – La carapace massive tachetée

Vers le haut des profils, sur 1,5 m, les domaines ferrugineux s'élargissent et constituent

progressivement une trame continue (fig. 5.20) et relativement plus indurée, par amenuisement des domaines jaunâtres et des domaines blanchâtres. Au microscope optique, on distingue cinq fonds matriciels : un FM brun jaune, un FM brun rouge, un FM rouge sombre, un FM rouge et un FM noir.

Fond matriciel brun jaune (4, fig. 4.20)

Le fond matriciel brun jaune est identique à celui de l'argile bariolée et de la carapace massive bariolée. Il présente cependant les caractéristiques suivantes : un plasma à structure bi à lattisépique, de nombreux cutanes jaunes, des vermicules de kaolinite très fragmentés et des fissures dont la plupart sont remplies de voiles ferrugineux rouge sombre (fig. 5.21). Le plasma est structuré en agrégats d'environ 250 µm de diamètre. Par endroits, ces agrégats sont entièrement cernés de cutanes jaunes (photo 18, pl. 4).

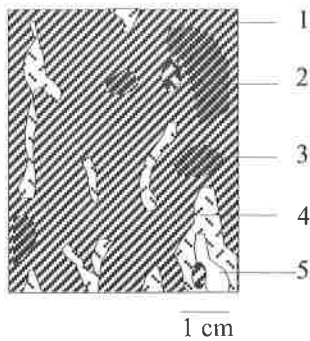


Figure 5.20 : Faciès carapace massive tachetée. 1 : trame rouge violacé moyennement indurée, 2 : nodule ferrugineux très induré, 3 : domaine rouge sombre induré, 4 : tache jaune meuble, 5 : alvéole avec des vides.

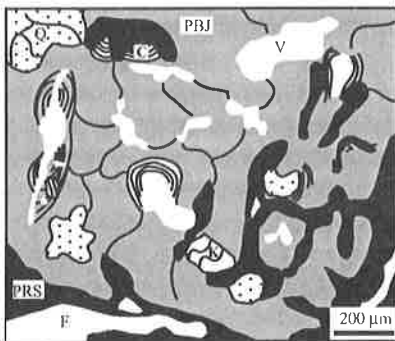


Figure 5.21 : Fond matriciel brun jaune de la carapace massive tachetée. Q : quartz, PRS : plasma rouge sombre, K : kaolinite brune en vermicule ou tabulaire, C : cutane jaune, V : vide, F : fissure dans le plasma rouge sombre, PBJ : plasma brun jaune.

Le squelette est constitué de rares cristaux de quartz ; ce quartz est de taille avoisinant 200 µm et représente 5% du FM. La kaolinite, encore de petite taille, est masquée par le plasma. La limite est progressive avec le plasma brun rouge.

Fond matriciel brun rouge (1, fig. 5.20)

Il est constitué d'un plasma brun rouge, des vermicules de kaolinite, du quartz et des vides (fig. 5.22). Le plasma brun rouge a une structure lattisépique. Il est structuré en agrégats. L'assemblage est porphyroscellé.

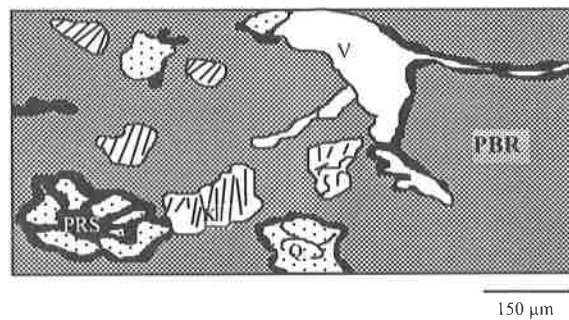


Figure 5.22 : Fond matriciel brun rouge de la carapace massive tachetée. Q : quartz, PRS : plasma rouge sombre, K : kaolinite, V : vide, PBR : plasma brun rouge.

Les fissures sont peu nombreuses. Elles sont soit fines et structurent le plasma en agrégats, soit larges et leurs bordures recouvertes d'un plasma ferrugineux rouge qui par endroits remplit la fissure. De nombreux cutanes goethitiques jaunes sont observés autour des vides et des fissures. Ce sont des cutanes d'incrustation ; le plasma est plus abondant et rouge sombre autour de la kaolinite.

Le squelette est constitué de rares grains de quartz ; ces grains sont fissurés et dissous dans leur bordure ; certains d'entre-eux ont des fragments dont les fissures sont remplies de voile ferrugineux rouge sombre (fig. 5.23).

Les vermicules de kaolinite, bruns et de petite taille, sont partiellement masqués ; ils ont deux directions subperpendiculaires de fracturation ; leur taille est d'environ 150 µm ; ils sont rarement en accordéon de grande taille.

Le plasma brun rouge qui apparaît à la base de la carapace massive s'élargit beaucoup vers le sommet de celle-ci.

La limite est progressive entre le plasma brun rouge et le plasma rouge sombre.

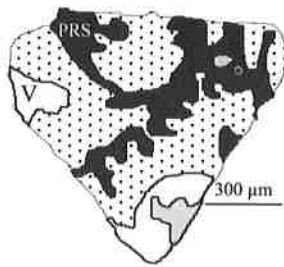


Figure 5.23 : Quartz fragmenté, à fissures ouvertes ou remplies de plasma ferrugineux rouge sombre (PRS). V : vide.

Fond matriciel rouge sombre (3, fig. 5.20)

Le FM rouge sombre est identique à celui de la carapace massive bariolée.

Le plasma est rouge sombre ; sa structure est vobimasépique.

Les grains de quartz y sont nombreux (environ 20%), fissurés et les fissures sont remplies de voile ferrugineux rouges ; leur taille peut atteindre 500 µm.

Les vides et les autres fissures sont remplis de plasma rouge ; ils occupent 10% du FM.

Les vermicules de kaolinite sont très nombreux (30% du FM) et se présentent en fragments de taille variable (fig. 5.24 et photo 19, pl. 4). Ils sont en accordéon ou tabulaires. Les cutanes (goethanes) sont observés en bordure des fissures et des vides. Des argilanes sont rares mais constituent des séparations plasmiques non liées aux vides. La limite avec le FM rouge est nette et marquée par la dissolution des constituants du FM rouge sombre, notamment la kaolinite (fig. 5.24 et photo 19, pl. 4 en annexe 7).

Fond matriciel rouge (3, fig. 5.20)

Le FM rouge se développe au sein des vides et fissures ; il présente un plasma rouge, du quartz et des vides.

Le plasma, grossièrement agrégé, est sans structure différenciée.

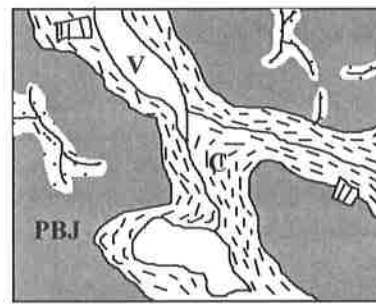
Le squelette est constitué de quartz de taille inférieure à 100 µm, rarement 1 mm ; les grains de quartz sont fissurés ; leur bordure est arrondie, en contact direct et net avec le plasma ; les fissures, parfois épaisses, sont remplies d'un voile ferrugineux rouge sombre. Certains de ces grains de quartz sont à cheval entre les FM rouge et rouge sombre. Ce plasma ronge les autres

plasmas (photo 19, pl. 4 en annexe 7) ; il les remplace progressivement en isolant le quartz.



Figure 5.24 : Relation entre le plasma rouge sombre et le plasma rouge vif, le second rongeant le premier à travers la porosité. Q : quartz, PRS : plasma rouge sombre, PRC : plasma rouge clair, k : kaolinite.

Vers le haut de la carapace massive tachetée, au contact de l'horizon nodulaire du vieux système cuirassé, le plasma brun jaune est plus structuré en agrégats (fig. 5.25). Il a une structure bima à lattisépique.



200 µm

Figure 5.25 : Cutane jaune à structure masépic séparant les fissures et le FM brun jaune au sommet de la carapace massive tachetée

Le fond matriciel noir apparaît localisé en nodules de 2 à 3 mm, parfois 6 mm ; on note de nombreux halos ferrugineux noir isotique au sein du FM brun jaune (fig. 5.26 et photo 20, pl. 4 en annexe 7) avec des limites diffuses, marquées par le plasma rouge vif.

Fond matriciel noir (2, fig. 5.20)

C'est un fond matriciel nodulaire de couleur noire et de teinte isotique que l'on observe au sein du

FM brun jaune avec des limites nettes. Il renferme 20% de quartz et 15% de kaolinite. L'assemblage est porphyrosquélique (fig. 5.27).

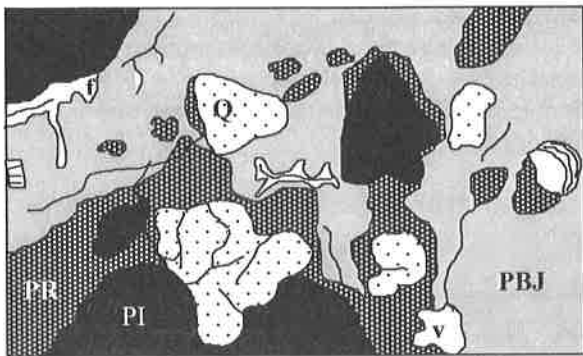


Figure 5.26 : Fond matriciel brun jaune. PR : halos ferrugineux rouge sombre, PI : plasma isotique, PBJ : plasma brun jaune, Q : quartz, V : vide, f : fissure

Les grains de quartz sont fins ; leur taille est comprise entre 200 et 500 µm, rarement 1 mm. De rares craquelures y sont notées. Certains grains de quartz sont à cheval entre le FM noir et le FM brun jaune (fig. 5.28) ou le FM rouge.

La kaolinite, de taille avoisinant 300 µm, est de couleur brune ou jaune, en accordéon, masquée par le plasma dans ses bordures et dans les fissures.

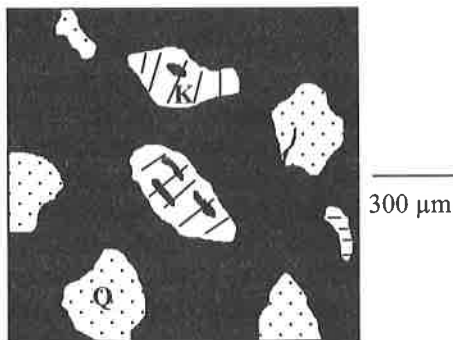


Figure 5.27 : Fond matriciel noir isotique. K : kaolinite, Q : quartz

Les différents FM qui sont issus de la base ou font suite aux FM de base sont gris, jaune, brun jaune, orangé et rouge sombre, mais pas isotiques. Les nodules à plasma isotique montrent par ailleurs de nombreuses fissures de dégradation dans leur bordure. Ils sont généralement séparés des FM précédents par des fissures discontinues. Ils semblent issus de la dégradation de la cuirasse supérieure.

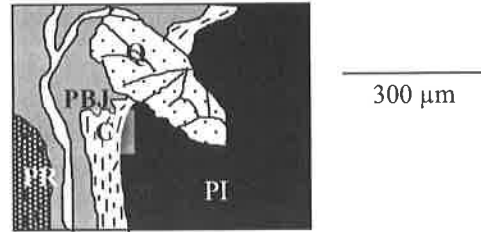


Figure 5.28 : Relation entre les FM brun jaune, noir et les cutanes jaunes. Noter le quartz à cheval entre les trois FM. PR : plasma rouge, PBJ : plasma brun jaune, PI : plasma isotique à noir, C : cutane jaune, Q : quartz.

L'accumulation du fer progresse dans les structures lithorelictuelles kaolinitiques, de façon tenue (10% Fe₂O₃) ; elle est plus forte (40% Fe₂O₃), avec la fonte de ces structures et il se forme une trame continue hématitique et goéthitique. Par contre, beaucoup de travaux doivent encore être faits pour comprendre la limite supérieure de ces accumulations. On peut cependant avancer que cette limite, en grande partie matérialisée par des fissures micrométriques, sépare un niveau supérieur à plasma microagrégé de déferruginisation (avec quelques reliques isotiques, riches en fer) et un niveau inférieur de ferruginisation remontante (trame continue).

3 - Etude du faciès de pente forte : l'argile tachetée

Le faciès argile tachetée présente environ 1 m d'épaisseur avec les mêmes caractéristiques macroscopiques que celles décrites sur pente faible. Il présente très peu de variations morphologiques. Il est constitué d'un fond blanc jaunâtre pâteux renfermant des taches blanchâtres, des domaines rouge jaunâtre et des noyaux rouge sombre. Vers le sommet des profils, les domaines rouge jaunâtre s'amenuisent progressivement, devenant centimétriques, plus consistants tandis que le fond devient large, rouge et meuble.

L'examen micromorphologique montre que la base de l'argile tachetée présente un plasma argileux blanc jaunâtre à orangé non orienté et un plasma ferrugineux brun jaune diffus.

Le plasma argileux jaune est argilasépique au sens de Brewer (1964), sans minéraux résiduels à l'exception du quartz. Le plasma orangé se surimpose de place en place en masquant le premier, en utilisant préférentiellement les fissures de quartz.

Le plasma ferrugineux brun jaune est asépique dans un assemblage porphyrosquélique ; il est peu abondant ; ses limites avec le domaine jaune sont diffuses ; il s'agit d'un fin voile ferrugineux masquant à peine la kaolinite ; cette dernière est brune et fragmentée, de petite taille. Par endroits, le plasma rouge constitue des matériaux de taille avoisinant 700 µm, ne laissant

apparaître que des vides, cernés par le plasma orangé, sans kaolinite visible. Les vides occupent 20% du FM et leur forme est irrégulière ; leur taille avoisine 100 µm.

Le passage à l'horizon argileux meuble supérieur est graduel et marqué par la disparition brutale des domaines jaunes mais progressive des noyaux ferrugineux.

Tableau 5.X : Compositions minéralogique et chimique des deux principales phases du faciès argile tachetée de pente forte.

		Composition minéralogique						Composition chimique en %										
		K	H	G	Q	I	An	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	LOI	total
Argile tachetée	Tache brun rouge	++	+++	+	+	-	tr	0,06	21,14	19,94	0,04	-	0,48	47,80	-	0,07	11,67	101,2
	Fond jaunâtre	+	++	++	+	+	tr	0,27	38,02	41,64	0,55	0,03	0,79	6,70	0,02	0,07	10,06	98,18

(-) : sans, (tr) traces, (+) peu abondant, (++) abondant, (+++) très abondant, An : anatase.

Les accumulations ferrugineuses dans l'argile tachetée de pente forte se font également dans les fissures et les structures lithorelictuelles comme dans l'argile gris jaune. Les domaines enrichis en fer sont progressivement concentrés en noyaux ferrugineux tandis que le plasma environnant s'appauvrit en fer et est pédoturbé.

kaolinite. Cette resiliçification de la gibbsite a été montrée par de nombreux auteurs (Tardy, 1969 ; Novikoff, 1974 ; Bitom, 1988).

Le sommet de l'allotérite présente un matériau hétérogène constitué d'une matrice orangée et des éléments ferrugineux bruns à noirs: 1) la matrice pédoturbée orangée est en continuité avec les niveaux sous-jacents altéritiques et renferme des reliques d'isaltérite gibbsitique ; une ferruginisation par nodulation y est opérante en microdomaines diffus ; elle est actuelle. Ces nodules sont lithomorphes.

2) les éléments ferrugineux bruns noirs montrent beaucoup de figures de dégradation. Ceci permet d'affirmer que les nodules observés sont plutôt à relier avec les niveaux ferrugineux supérieurs, d'où ils proviendraient par dégradation comme l'ont prouvé les travaux de Bitom et Volkoff (1993), Bitom et al. (en cours).

Le décuirassement se fait sur la partie haute des profils ; il est marqué par la fragmentation progressive de la cuirasse en nodules (fig. 5.1), encore reliés (carapace nodulaire tachetée) puis en nodules isolés (ensemble nodulaire meuble). Il passe par une déferruginisation et une kaolinitisation (fig. 5.29).

En somme, le sommet de l'horizon allotérite marque une discontinuité entre deux niveaux (fig. 5.29). On y note deux processus antagonistes :

- une nodulation ferrugineuse donnant des nodules lithomorphes ; elle est montante par un regroupement du plasma orangé se matérialisant par des "îlots" argileux orangé-clair, plus ou moins pédologiques (fig. 5.29A) ;
- une déferruginisation descendante et montante à partir du milieu des profils ; il s'agit de

II – FILIATIONS PETROLOGIQUES DES DIFFERENTS FACIES PEDOLOGIQUES

A – Domaine cuirassé sommital

Trois éléments essentiels ressortent de la description des faciès cuirassés du plateau sommital de l'interfluve de Meyomessala :

- une discontinuité entre l'altération actuelle et le décuirassement,
- une faible accumulation du fer au sommet des altérites,
- une forte dissolution du fer à l'issue du décuirassement.

1 – Discontinuité entre l'altération actuelle et le décuirassement

L'altération actuelle est gibbsitique. Les plus grands vermicules de kaolinite se mettent en place dans les sites les plus riches en micas ; cette kaolinite issue de l'isaltérite s'est progressivement ferruginisée, dans un niveau montrant des traces de goéthite et d'hématite. On passe graduellement de l'isaltérite à l'allotérite (fig. 5.1), avec diminution de la taille des grains de quartz. Dans l'allotérite, la gibbsite se resiliçifierait pour former de petits vermicules de

l'altération kaolinitique d'une cuirasse hématitique. Cette cuirasse qui agit actuellement comme roche mère est à l'origine de l'horizon caillouteux à la base et de l'horizon argileux meuble au sommet du profil (fig. 5.29B).

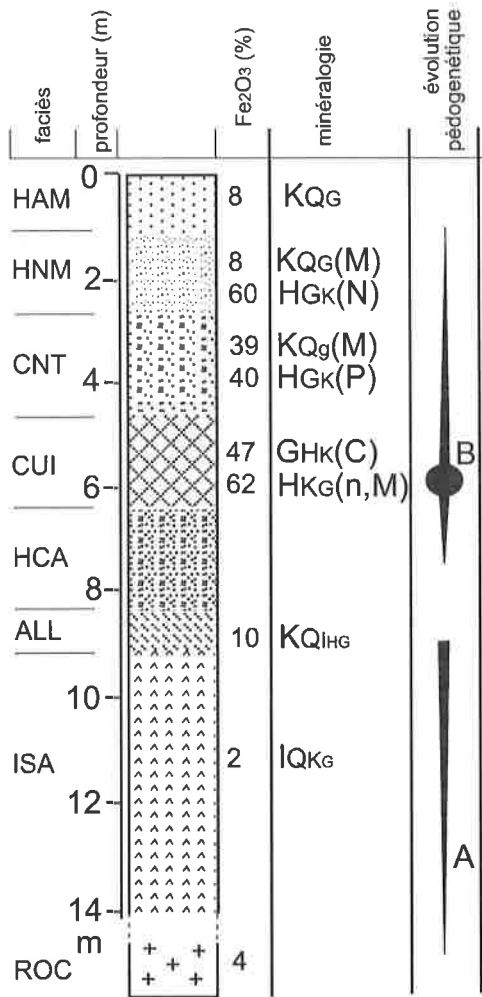


Figure 5.29 : Schéma montrant une forte dissolution du fer à partir de l'altération kaolinitique de la cuirasse dans le profil de l'amont de l'interfluve de Meyomessala.

M : matrice, N : nodule, P : pont internodulaire, c : cortex, n : nucléus, K : kaolinite, G : goethite, H : hématite, Q : quartz, I : gibbsite, HAM : horizon argileux meuble, HNM : horizon nodulaire meuble, CNT : carapace nodulaire tachetée, CUI : cuirasse, HCA : horizon caillouteux, ALL : horizon allotéritique, ISA : horizon isaltéritique, ROC : roche granodioritique, **K** : très abondant, k : abondant, k : peu abondant, κ : rare.

2 – Faible accumulation du fer au sommet des altérites

Le problème de l'accumulation du fer dans les latérites a été largement débattu dans la littérature.

Dans les formations étudiées, une simple comparaison des faciès de la roche et des matériaux d'altération, colorés par les oxyhydroxydes de fer, suffit pour affirmer que les accumulations de fer s'opèrent au sommet des altérites. Le fer qui s'accumule au sommet de l'allotérite provient de la dégradation des minéraux primaires (rubéfaction à limites diffuses) et surtout de la dégradation des cailloux sus-jacents. Malgré cette double origine, on enregistre seulement 10% de Fe_2O_3 au sommet de l'allotérite. Cette teneur est faible si l'on considère que la cuirasse (roche mère du sommet) a jusqu'à 60% de fer et que la roche mère sous-jacente (le granodiorite) en contient 4%.

3 – Forte dissolution du fer à partir du décuirassement (fig. 5.30)

La cuirasse massive est la marque (traceur) d'une ancienne altération hématitique et ferruginisante. Elle se dégrade par la base et par le haut en matériaux kaolinitiques déferruginisés (fig. 5.29). A la base, on obtient des cailloux qui disparaissent au sommet de l'allotérite. Vers le haut des profils, on aboutit aux nodules puis à un matériau argileux meuble. Il a été montré (Nahon *et al.*, 1987 ; Muller *et al.*, 1981 ; Muller, 1987) que les cortex périnodulaires goéthitiques résultent bien d'une dégradation centripète des nodules hématitiques.

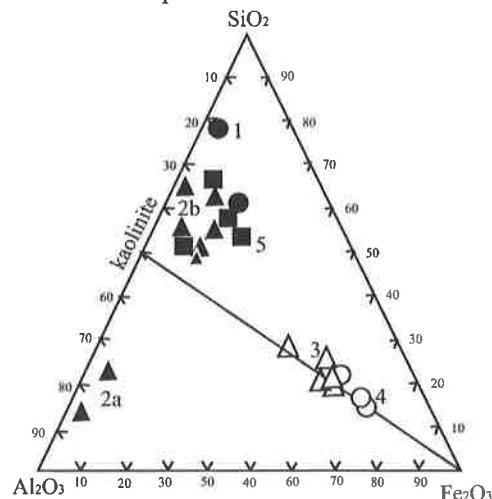


Figure 5.30 : Composition chimique de la cuirasse et de ses faciès d'altération dans le diagramme ternaire $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$.

1 : granodiorite, 2 (triangle fermé) : horizons d'altération a) gibbsitique, b) kaolinitique, 3 (triangle ouvert) : cuirasse, 4 (rond ouvert) : nodules, 5 (care) : horizon argileux meuble d'altération de la cuirasse.

Toutes ces dégradations s'accompagnent d'une forte dissolution du fer (fig. 5.30). En effet, la dégradation de la cuirasse, renfermant 50 à 60% Fe_2O_3 , aboutit à la formation d'une matrice argileuse rouge meuble de 8% Fe_2O_3 au sommet du profil.

Au total, la dégradation de la cuirasse en amont de l'interfluve livre le fer qui est pour une faible part accumulé au sommet des altérites mais pour l'essentiel orienté vers les bas de versants.

B – Les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants

L'étude micromorphologique des différents faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants fait ressortir les caractères pétrologiques suivants : une accumulation par agradation à partir des domaines lithorelictuels sur pentes forte et moyenne et une accumulation sous forme de précipitations minéralogiques associées à un réseau de fissures sur pente faible.

1 – Séquence sur pente faible

A la base des profils de bas de versants sur pente faible, l'argile bariolée présente un matériau de couleur grise, de texture argilo-sableuse, essentiellement kaolinitique (fig. 5.31). Ce matériau est par la suite fissuré. Les fissures, observées à l'échelle du terrain renferment un matériau orangé ; au microscope, elles montrent un plasma brun jaune goethitique. Le plasma brun jaune s'étend en réseau, exploitant ces fissures, structurant le matériau gris en agrégats. A partir de ce réseau où cristallise la goethite, un voile ferrugineux gagne les agrégats gris, les transformant de l'extérieur vers le centre en agrégats jaunes, brun jaune puis rouge sombre. Le contact continu sur environ 500 μm à 1 mm, entre les plasmas gris et brun jaune peut expliquer cette évolution progressive qui se fait du premier vers le second. Les vides de structuration ou ceux de dissolution du quartz qui se mettent en place dans le plasma brun jaune sont remplis par des cutanes jaunes dont l'épaisseur atteint 300 μm .

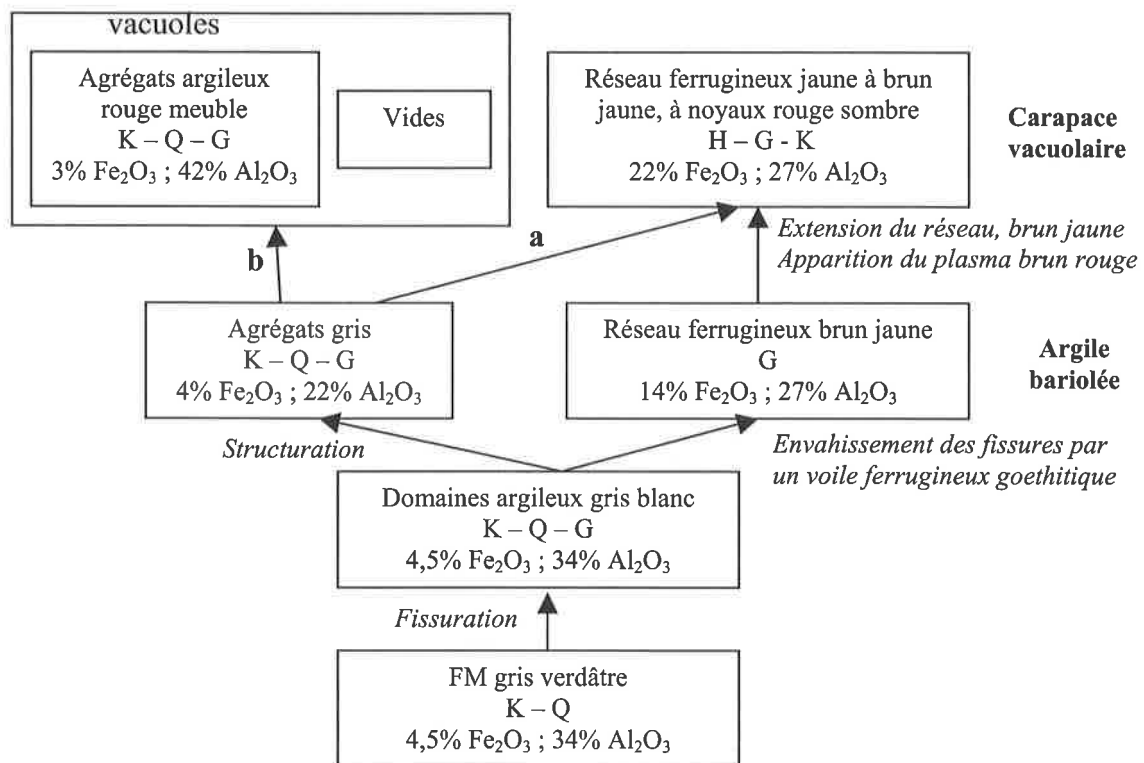


Figure 5.31 : Evolutions structurale, minéralogique et géochimique d'une accumulation ferrugineuse par réseau de fissures en bas de versants de pente faible. a : élargissement du réseau par envahissement ferrugineux des agrégats, b : fissuration, ameublissement et évacuation des matériaux meubles.

Avec l'invasion ferrugineuse, les vermicules de kaolinite des agrégats sont fragmentés. Vers le haut des profils, au sommet de l'argile bariolée, l'accumulation du fer devient plus importante ; le réseau brun jaune s'élargit en même temps qu'apparaît un plasma rouge sombre à son centre, identique à celui des carapaces massives de pente moyenne. Ce nouveau plasma, plus dense, ne montre plus de kaolinite, ni de quartz. Le contact plasma rouge sombre et gris est net. Le réseau isole des volumes gris non ferruginisés, argileux qui demeurent meubles (fig. 5.5), formant des vacuoles ; ce qui donne à la carapace bariolée un caractère vacuolaire. Le lessivage des agrégats argileux meubles augmente la porosité dans les vacuoles.

Les faciès ferrugineux ultimes de cette séquence sont vacuolaires et se mettent en place à travers un réseau des fissures. L'origine des fissures doit être recherchée par des études hydrodynamiques (chapitre 7).

Latéralement vers l'amont de la séquence, les fissures sont rares ; les domaines ferrugineux se concentrent dans les vides en noyaux isolés, initiant la genèse des nodules au sein de l'argile tachetée.

2 – Séquence sur pente forte

A la base des profils sur pente forte, les argiles présentent deux fonds matriciels : un FM gris blanc et un FM brun jaune. Le premier est très riche en quartz, pauvre en kaolinite et devient blanc jaunâtre vers le haut des profils. Le second est par contre riche en kaolinite, de structure cristalline, pauvre en quartz. Le quartz et la kaolinite sont assemblés par endroits en amas, préservant la structure de la roche.

Vers le haut des profils, indifféremment du FM, les grains de quartz sont craquelés et partiellement dissous ; la kaolinite a des accordéons ouverts. Les espaces ouverts sont vides, de petite taille (environ 50 µm).

Les premières précipitations de fer se font en bordure des vides et des craquelures du quartz, entre les accordéons de la kaolinite aussi. Cette précipitation du fer accentue l'ouverture des accordéons de kaolinite ; ces derniers sont même fragmentés dans le plasma brun jaune (fragments d'environ 200 à 400 µm). Elle provoque aussi l'isolement des petits grains de quartz. Elle est diffuse et jaunit les matériaux (kaolinite et plasma gris) qui deviennent progressivement brun jaune. Le schéma suivi est celui de la figure 5.32.

Avec l'augmentation des teneurs en fer, le voile ferrugineux s'étend progressivement au-delà des espaces vides intra et autour des minéraux pour incruster ces derniers, ainsi que tous les domaines initialement quartzitiques et ceux kaolinitiques. Ces domaines prennent une teinte brun rouge diffuse et constituent des hallos ferrugineux de taille 200 à 400 µm. Les hallos ferrugineux vont s'indurer pour donner des nodules au sommet de l'argile tachetée. Le plasma environnant est par contre appauvri, microagrégé ; ceci n'est pas favorable au cuirassement continu sur pente forte.

3 – Séquence sur pente moyenne

L'argile gris jaune et l'argile bariolée de pente moyenne ont une évolution semblable à celle de l'argile tachetée. Elles initient un processus de ferruginisation qui se poursuit dans les carapaces.

Dans la carapace massive bariolée, la ferruginisation procède aussi par deux voies : un envahissement en voile diffus et un remplissage des vides. Le fer, accumulé dans les hallos, diffuse alors de manière centripète pour former des domaines rouge sombre à bordure brun rouge et brun jaune. Le plasma des hallos ferrugineux conserve les structures de base, à savoir les grandes vermicules de kaolinite. Les voiles ferrugineux recouvrent et transforment ces plasmas lithorelictuels gris successivement en brun jaune, puis en brun rouge et rouge sombre. Il se forme un fond riche en goéthite et kaolinite, renfermant peu de fer. Les vides sont ceux structurant les plasmas en agrégats, les ouvertures des vermicules de kaolinite et les vides de dissolution du quartz ; leur ferruginisation aboutit à un plasma rouge vif limpide, plus riche en fer et hématite mais encore isolé en domaines centimétriques. Ce plasma rouge "corrosif" ronge toutes les structures existantes, ne préservant que le quartz. Le schéma suivi est celui de la figure 5.32.

Avec la fonte de ces structures, la ferruginisation est plus forte (40% Fe₂O₃). Les plasmas ferrugineux coalescent jusqu'à former une trame continue hématitique et goéthitique, n'isolant que quelques vides cernés de matériaux jaunes. On aboutit à la carapace massive tachetée. Ce niveau de ferruginisation remontante (trame continue) est discontinue sur un niveau supérieur à plasma microagrégé de déferruginisation (fig. 5.26).

L'induration se passe ici comme dans tous les processus de cuirassement classique, le résultat d'une agradation nodulaire caractéristique des cuirasses ferrugineuses (Nahon, 1976 ; Muller et al., 1981 ; Herbillon et Nahon, 1988). La

diffusion du fer se fait de manière centripète, au sein des vermicules de kaolinite, des vides. La kaolinite est plus ou moins fragmentée, parfois dissoute mais ne disparaît jamais entièrement.

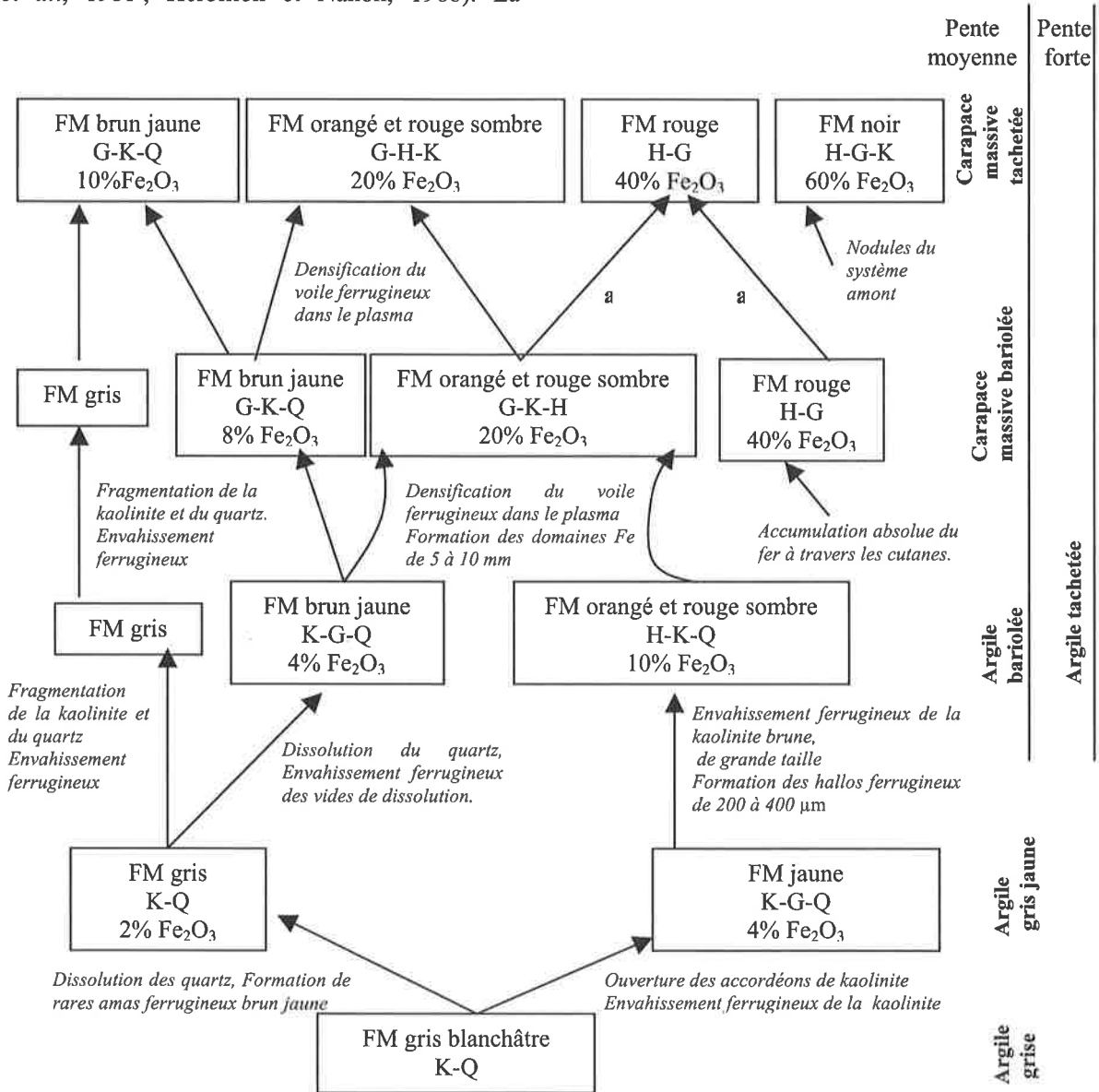


Figure 5.32 : Evolutions structurale, minéralogique et géochimique d'une accumulation ferrugineuse par agradation à partir des domaines lithorelictuels en bas de versants sur pentes forte et moyenne. a : structuration lattisépique et cutanes goethitiques montrant une accumulation absolue du fer et une dissolution de la kaolinite.

- Chapitre 6 -
**ETUDE GEOCHIMIQUE DETAILLÉE DE LA ROCHE
ET DES SOLS DE MEYOMESSALA**

La pétrographie a permis de montrer la surimposition de deux évolutions distinctes en bas de versants sur l'interfluve :

1. une évolution agradante montrant une accumulation progressive du fer à partir des domaines lithorelictuels vers une *carapace massive* de bas de versants sur *pente moyenne*;
2. une accumulation sous forme de précipitations minéralogiques associées à un réseau de fissures vers une *carapace vacuolaire* de bas de versants sur *pente faible*.

Dans ce chapitre, l'étude géochimique a pour buts :

- 1) de déterminer les différentes formes du fer au cours de son accumulation au bas des versants,
- 2) de suivre la différenciation des éléments traces dans les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants,
- 3) de dégager les différents transferts de ces éléments au cours des processus de ferruginisation de bas de versants,
- 4) de déterminer ceux des éléments qui peuvent être considérés comme des traceurs géochimiques des accumulations ferrugineuses de bas de versants en zone forestière humide.

Trois thèmes sont retenus dans ce chapitre :

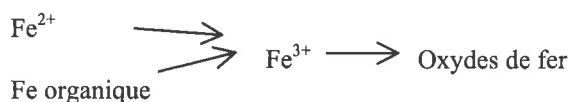
- (1) les formes du fer, obtenues à travers des extractions chimiques, permettent de déduire les caractéristiques induites dans le sol ; (2) les résultats des analyses chimiques qualitatives et quantitatives réalisées dans les différents faciès d'accumulations ferrugineuses de bas de versants présentent les teneurs de 33 éléments parmi lesquels les majeurs et les éléments traces (les alcalins, les alcalino - terreux, les éléments de transition, les terres rares légères) ; (3) les bilans géochimiques et les corrélations établies entre les éléments permettent de quantifier les transferts géochimiques au cours des accumulations ferrugineuses actuelles. Les principaux faciès du domaine amont de l'interfluve ont été analysés pour des raisons de comparaison.

**I – LES FORMES DU FER ET LES
CARACTERISTIQUES INDUITES
DANS LES SOLS**

L'étude minéralogique des sols de Meyomessala a montré comme dans tous les sols ferrallitiques qu'en dehors de la kaolinite, les oxy-hydroxydes de fer hématite et goëthite constituent l'essentiel de l'architecture minéralogique de ces sols. Il est donc nécessaire d'évaluer les proportions de ces formes incluses ou non dans ces oxydes, les éléments substitués dans ces oxydes, notamment l'Al et Mn, couramment signalés (Trolard et al., 1995) dans l'optique de retracer les conditions de mise en place des accumulations ferrugineuses actuelles en zone forestière humide.

Le fer dans le sol a des teneurs qui dépendent de celles de la roche et de la maturité du sol. Plus le sol est développé, plus les minéraux primaires ferrifères sont altérés et le fer libéré sous formes d'oxydes (McFadden et Hendricks, 1985, ...). La première source des oxydes de fer pédologiques est donc l'altération (par hydrolyse, complexation et/ou oxydation) des minéraux silicatés et sulfurés primaires. Les réactions d'altération conduisent à trois formes principales de fer secondaires (Jeanroy, 1983) : fer silicate, fer oxydes et fer amorphe. Le fer silicate concerne les minéraux dans lesquels les atomes de fer sont liés à des atomes de silicium, au sein d'un réseau cristallin. Le fer oxyde désigne le fer cristallisé, c'est - à - dire celui des oxydes et oxy-hydroxydes de fer cristallins dont le réseau élémentaire contient des atomes de fer liés à des atomes d'oxygène et/ou des groupements -OH. Le terme amorphe s'applique aux produits ferrugineux dont la taille et le degré d'ordre sont très faibles, de sorte qu'il n'est pas possible d'y déceler des caractères cristallins avec les techniques classiques (DRX notamment). Le fer oxyde et le fer amorphe représentent le fer libre (Jeanroy, 1983).

Les zones à smectites où le fer est silicaté, sont exclues du domaine des latérites (Paquet, 1970 ; Tardy, 1993). En milieu réducteur, le fer est essentiellement sous la forme Fe^{2+} (Nahon, 1976, ...). Dans les milieux oxydants, les espèces solubles de fer sont oxydés avant de précipiter suivant la réaction (Herbillon, 1994) :



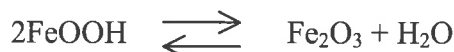
La précipitation des oxy-hydroxydes de fer (goethite et hématite) à partir des cations se fait suivant les réactions :



C'est une ferrololyse (Brinkman, 1970, 1979) qui exprime l'état d'hydrolyse - oxydation, le précurseur étant la ferrihydrite (Fischer et Schwertmann, 1975 ; Schwertmann et Murad, 1983).

En milieu ferrallitique, il y a compétition entre la formation de l'hématite et celle de la goethite en fonction des conditions du milieu (Cornell et Schwertmann, 1996).

En d'autres conditions, la goethite se transforme en hématite suivant la réaction :



Le rayon de l'ion O^{2-} est très grand (0.14 nm) par rapport à ceux des ions Fe^{III} (0.065 nm) et Fe^{II} (0.082 nm). L'ion oxygène gouverne donc les associations structurales du cristal Fe-O. La plupart des oxydes de fer acceptent des cations autres que le fer dans les interstices de l'architecture des oxygènes. Comme le montre le tableau 6.I, de nombreux cations se retrouvent ainsi incorporés dans les oxydes de fer. Le taux de substitution dépend du rapport de rayon entre les cations de substitution et le rayon du Fe^{III} et du pH. A pH 12 par exemple, Stiers et Schwertmann (1985), Cornell et al. (1990), ont obtenu une substitution de 0.15 mol. mol⁻¹ de Mn dans la goethite alors que ce taux est de 0.03 mol.mol⁻¹ seulement à pH 8.

Tableau 6.I : Cations substituant le Fe^{III} dans différents oxy-hydroxydes de fer (Giovannoli et Cornell, 1992 ; Cornell et Schwertmann, 1996).

Oxyde	Cations de substitution
Goethite	$\text{Ni}^{\text{II}}, \text{Zn}^{\text{II}}, \text{Cd}^{\text{II}}, \text{Cu}^{\text{II}}$ $\text{Al}^{\text{III}}, \text{Cr}^{\text{III}}, \text{Ga}^{\text{III}}, \text{V}^{\text{III}}, \text{Mn}^{\text{III}}, \text{Co}^{\text{III}}, \text{Sc}^{\text{III}}$ $\text{Pb}^{\text{IV}}, \text{Ge}^{\text{IV}}$
Lepidocrocite	Al^{III}
Hématite	$\text{Al}^{\text{III}}, \text{Cr}^{\text{III}}, \text{Mn}^{\text{III}}, \text{Rh}^{\text{III}}, \text{Ga}^{\text{III}}, \text{In}^{\text{III}}$ $\text{Cu}^{\text{II}}, \text{Ge}^{\text{IV}}, \text{Sn}^{\text{IV}}, \text{Si}^{\text{IV}}, \text{Ti}^{\text{IV}}$
Magnétite	$\text{Al}^{\text{III}}, \text{Mn}^{\text{II}}, \text{Ni}^{\text{II}}, \text{Cu}^{\text{II}}, \text{Co}^{\text{II}}, \text{Zn}^{\text{II}}, \text{Ca}^{\text{II}}, \text{Ge}^{\text{IV}}$
Maghémite	* Al^{III}

* Pour Trolard et al. (1995), il n'y a pas de substitution de Al dans la maghémite

Le fer peut se trouver totalement remplacé et de nombreux composés isostructuraux des oxydes de fer existent.

Sous certaines conditions, les solutions solides continues se forment entre deux membres de structures semblables. Le système oxydes Fe-Ti est l'exemple typique des solutions solides entre l'hématite et l'ilménite dans lequel il y a remplacement de deux Fe^{III} par un Fe^{II} et un Ti^{IV} , avec augmentation de la taille du cristal. Il se forme l'ulvospinelle de magnétite Fe_2TiO_4 .

La plupart de ces cations interstitiels modifient les propriétés des oxydes de fer. En industrie électronique par exemple, les éléments Nb et Ge sont incorporés dans l'hématite pour améliorer sa propriété semi-conductrice. Ils affectent donc la cristallinité des oxydes.

Afin d'évaluer la cristallinité de ces oxydes, les méthodes d'analyse quantitative du fer permettent d'établir des rapports fer libre total (Fe_d) extrait avec des réducteurs forts comme le dithionite de sodium (Mehra et Jackson, 1960) et le fer amorphe (Fe_o) extrait à l'oxalate d'ammonium (Tamm, 1922 in Jeanroy et al., 1983), ainsi que les métaux substituant le fer dans les oxydes (Jeanroy et al., 1991 ; Trolard et al., 1995).

Les résultats pour cette étude sont regroupés dans le tableau A.VII en annexe 5.

Les teneurs en fer libre total Fe_d (extrait au CBD) varient de 2 à 47 mg/g. Sur pente faible, elles sont comprises entre 24 et 40 mg/g dans les domaines rouges et entre 8 et 19 mg/g dans les fonds blanchâtres ; dans ces derniers, les teneurs en Fe_d augmentent brusquement vers le haut des profils. Sur pente moyenne, les teneurs en Fe_d sont comprises entre 2 et 32 mg/g ; elles sont très faibles dans les fonds blanchâtres (2 à 13 mg/g) où elles diminuent vers la surface ; elles sont élevées dans les domaines rouges (23 à 32 mg/g) et augmentent progressivement vers les faciès les plus ferrugineux du haut de profil. Les faciès cuirassés renferment le taux le plus élevé en fer libre, 47 mg/g de Fe_d .

Les teneurs en fer amorphe (Fe_o) varient entre 0,02 et 0,55 mg/g (tableau A.VII en annexe 5). Elles sont plus importantes dans les domaines rouges consistants que dans les fonds blanc jaunâtre (fig. 6.1 et 6.2) ; elles ne montrent pas d'évolution particulière avec la profondeur ; elles sont faibles de manière générale sur pente moyenne (0,02 à 0,1 mg/g, fig. 6.1, exceptionnellement 0,55 mg/g), importantes sur pente faible (0,15 à 0,35 mg/g, fig. 6.2), plus importantes dans la cuirasse (0,32 mg/g).

Les rapports Fe_0/Fe_d , exprimant la proportion du fer amorphe par rapport au fer libre total, sont faibles, 0,20 à 1,9%, exceptionnellement 3,2% (tabl. 6.II). Ils sont plus importants dans les faciès de pente faible que ceux de pente moyenne et que dans la cuirasse évoluée, si l'on ne tient compte que des faciès les plus consistants de chaque séquence. Ils restent cependant faibles par rapport à ce qui est couramment obtenu dans les plinthises au Brésil (4 à 7% : dos Anjos *et al.*, 1995 ; 1 à 8% : Motta et Kämpf, 1992).

L'aluminium libre total Al_d (extrait par le CBD) a des teneurs comprises entre 0,5 et 3,6

mg/g (tableau A.VII en annexe 5). Sur pente faible, ces teneurs sont entre 1,5 et 3,6 mg/g, faibles dans les fonds blanchâtres (1,5 à 2,3 mg/g), élevées dans les domaines rouges ferrugineux (2,6 à 3,6 mg/g) et augmentent vers le haut du profil. Sur pente moyenne, ces teneurs sont comprises entre 0,5 et 1,9 mg/g, faibles également dans les fonds blanchâtres (0,5 à 1,5 mg/g), élevées dans les domaines rouges ferrugineux (1,1 à 1,9 mg/g) ; par contre, elles diminuent vers le haut des profils. Al_d dans la cuirasse est de 2,8 mg/g.

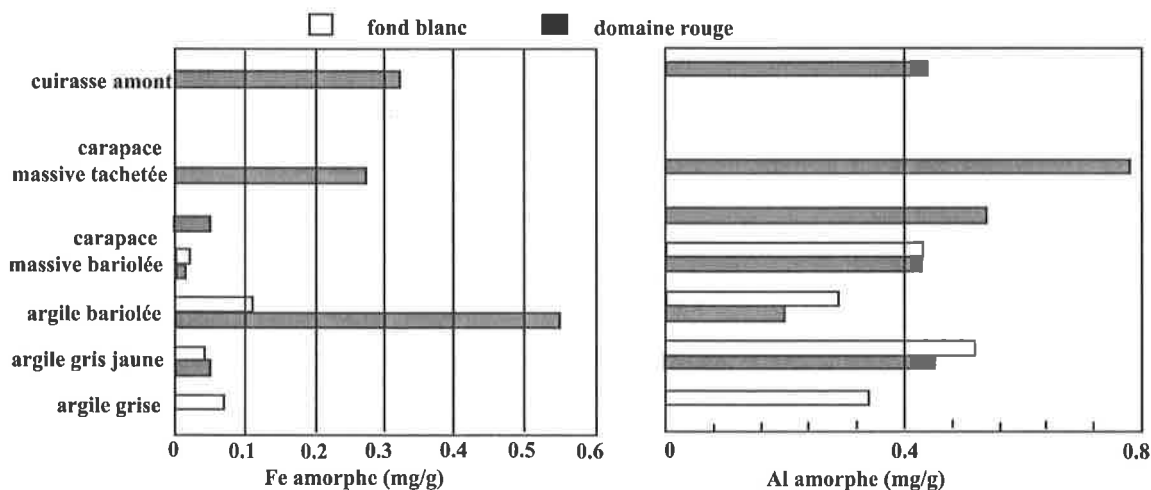


Figure 6.1 : Variation des formes amorphes du fer et de l'aluminium le long du profil de pente moyenne, comparaison avec le faciès cuirassé amont (teneurs en mg/g des extractions à NH_4 -oxalate).

L'aluminium amorphe (Al_0) a des teneurs comprises entre 0,2 et 0,9 mg/g (tableau A.VII en annexe 5) ; dans les faciès de pente moyenne, ces teneurs sont faibles à la base (0,35 mg/g dans l'argile grise) et augmentent vers la surface jusqu'à 0,7 mg/g dans la carapace massive tachetée (fig. 6.1). Elle a des teneurs fortes et constantes (0,5 à 0,9 mg/g) sur pente faible (fig. 6.2). Dans tous les faciès, les fonds blanchâtres renferment plus d'aluminium amorphe que les domaines rouges ferrugineux. La cuirasse renferme 0,44 mg/g de Al_0 .

Les rapports Al_0/Al_d , compris entre 12 et 42% (tabl. 6.II), sont par ordre décroissant élevés dans les domaines blanchâtres de pente moyenne, ceux de pente faible, les domaines rouges de pente faible, ceux de pente moyenne, enfin la cuirasse.

Les teneurs en Mn extrait au CBD (Mn_d) sont comprises entre 0,01 et 0,05 mg/g (tableau A.VII en annexe 5). Les plus importantes sont

obtenues au sein des faciès les plus ferrugineux. Le Mn amorphe (Mn_0) a des teneurs inférieures à la limite détectable dans les faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants (<0,01 mg/g) ; dans la cuirasse, il est de 0,02 mg/g. Par ailleurs, aucun oxyde de Mn n'a été décelé par DRX. Le Mn total présenté au chapitre 5 a une teneur maximale de 0,02% dans les faciès cuirassés et les accumulations actuelles de pente faible ; il est absent sur pente moyenne. Pour Trolard *et al.* (1995), Mn se substitue au fer lorsque ses teneurs sont faibles.

Les taux de substitution du fer par l'aluminium sont compris entre 8 et 20 $Al/(Al+Fe)\%$ sur pente moyenne, entre 14 et 24 $Al/(Al+Fe)\%$ sur pente faible (tabl. 6.II). Ils sont de manière générale plus importants dans les fonds blanchâtres que dans les domaines rouges riches en fer et augmentent dans les premiers domaines vers le haut des profils. Ils sont aussi plus importants dans les domaines rouges de

pente faible que ceux de pente moyenne. Ces taux de substitution sont identiques à ceux obtenus au chapitre 5 par les méthodes de Thiel (1963) et de Schulze (1984) et montrent que la goéthite est beaucoup plus substituée que

l'hématite. En effet, la différence entre les taux de substitution totaux des oxydes de fer calculés ici et ceux des goéthites (chapitre 5) est comprise entre 0,4 et 4,3 Al/(Al+Fe)%, représentant les substitutions de Fe par Al dans l'hématite.

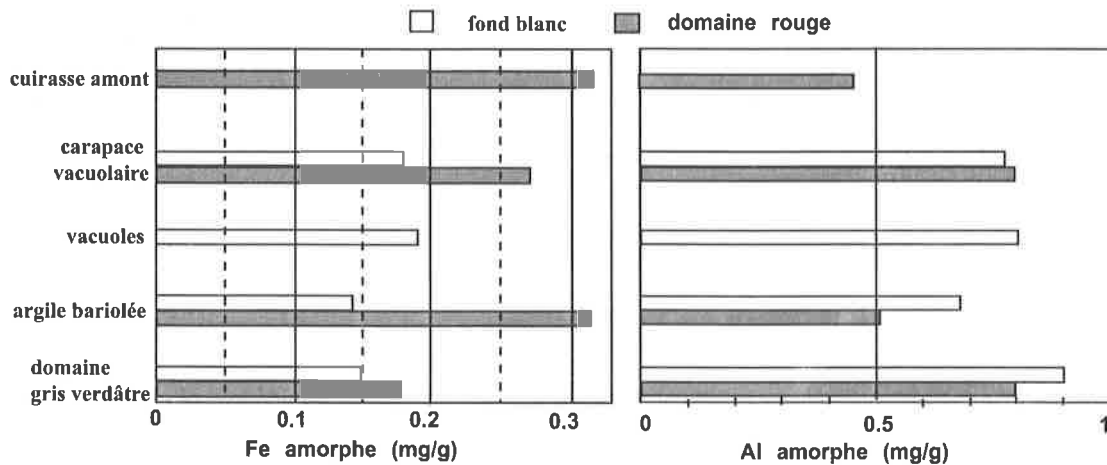


Figure 6.2 : Variation des formes amorphes du fer et de l'aluminium le long du profil de pente faible, comparaison avec le faciès cuirassé amont (teneurs en mg/g des extractions à NH₄-oxalate).

Tableau 6.II : Teneurs de Fe et Al dans les oxydes et taux de substitution du fer par l'aluminium dans les oxydes de fer (données de base en annexe 5).

%	Amorphe/libre total		substitution Al/(Al+Fe)
	Al ₀ /Al _d	Fe ₀ /Fe _d	
Pente moyenne			
Domaine rouge			
P6-640 CMT	19,90	0,82	15,42%
P6-710 CMB	31,58	0,22	8,01%
P6-800 ARG	11,90	1,95	9,36%
P6-950 ARG	18,91	0,20	12,45%
Fond blanchâtre			
P6-710 CMT	42,57	0,94	27,25%
P6-800 CMB	34,52	3,25	20,65%
P6-950 ARG	25,24	0,36	19,88%
P6-1050 ARG	20,12	0,51	15,68%
Pente faible			
Domaine rouge			
P16-300 CVB	22,51	0,96	14,63%
P16-310 ARG	12,47	0,77	14,71%
P16-350 ARG	22,13	0,69	16,89%
Fond blanchâtre			
P16-290 HFT	24,45	1,35	23,83%
P16-300 CVB	24,19	0,98	19,15%
P16-310 ARG	22,77	0,73	18,62%
P16-350 ARG (DGV)	36,51	1,79	23,96%
Cuirasse			
	13,54	0,68	10,41%

Au total, les teneurs en fer amorphe Fe₀ sont décroissantes de la cuirasse amont à la carapace vacuolaire puis à la carapace massive.

La cuirasse apparaît donc plus riche en amorphes ferrugineuses contrairement aux attentes, probablement en raison de sa remobilisation en condition plus humide. Par contre, les valeurs du rapport Fe₀/Fe_d, de Al_d et de Al₀ diminuent plutôt dans le sens carapace vacuolaire – carapace massive – cuirasse ; ceci indiquerait un sens de cristallinité de plus en plus bonne des oxyhydroxydes de fer et donc de stabilité des faciès, avec diminution de Al ; la carapace vacuolaire représente alors le faciès le moins stable aussi le plus remobilisé sous des conditions plus hydromorphes. L'idée qui naît et reste à démontrer est que la fonte de la cuirasse mobilise les éléments pour constituer la carapace massive qui à son tour est remobilisée pour constituer la carapace vacuolaire.

II – DIFFERENCIATION DES ELEMENTS MAJEURS ET TRACES DANS LES SOLS DU SITE DE MEYOMESSALA

Au sein de chacune des trois séquences distinguées en fonction de la vigueur de la pente, les profils d'altération sont caractérisés par la variation des caractères pétrologiques, l'agencement vertical et latéral de leurs faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles. La roche ainsi que quelques faciès du domaine amont ont aussi été étudiés.

Les faciès pétrographiques des différents volumes pédologiques et de la roche ont été analysés par fluorescence X au Centre d'Analyse Minérale (CAM) de l'Université de Lausanne selon la méthode décrite par Pfeifer *et al.* (1991). Trente trois éléments parmi lesquels 10 majeurs, 23 éléments traces dont 20 éléments de transition et 3 terres rares légères ont été dosés. Les traces dosées sont exprimées en ppm (g par tonne de matériau) : Sr (limite de détection à 0,5 ppm), Ba (0,5 ppm), V (1 ppm), Ni (2 ppm), Co (2 ppm), Cr (2 ppm), Zn (2 ppm), Cu (2 ppm), Sc (0,2 ppm), Y (0,5 ppm), Zr (2 ppm), Nb (4 ppm), U (2 ppm), Rb (1 ppm), Th (2 ppm), Pb (2 ppm), Ga, S, Hf et As (3 ppm). Les terres rares, exprimées également en ppm, sont : La (4 ppm), Ce (3 ppm) et Nd (4 ppm). Les teneurs en thorium ont été dans tous les cas inférieures à la limite de détection par la méthode utilisée. La perte en volatiles (Loss On Ignition : LOI, composée de la perte en H₂O, CO₂, S, du gain en gaz F et O₂ par oxydation de Fe²⁺) a été mesurée après une calcination à 1050°C. Cette méthode a déjà été utilisée par Tosiani *et al.* (1990), Pfeifer *et al.* (1991 et 2000) et Palumbo *et al.* (2000) entre autres.

Le travail consiste à suivre successivement les variations des différents éléments au cours de l'évolution pétrologique et géochimique des accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants, les comparer à celles de ces éléments dans la roche et dans les faciès cuirassés évolués du plateau sommital de l'interfluve.

1 - Composition chimique de la roche saine

Le granodiorite de la région de Meyomessala est caractérisé par de fortes teneurs en SiO₂ et en Al₂O₃, une richesse en alcalin et une pauvreté relative en éléments ferromagnésiens et en MnO. Les teneurs des éléments en traces (Tabl. 6.III) sont inférieures à celles de ces éléments dans les chondrites (valeurs selon Sun et McDonough, 1989), exception faite du Zr, Y, Rb, Nb, Ba et du Th qui ont des teneurs plus élevées dans le granodiorite.

Une anomalie négative en Nb (fig. 6.3) dans la roche granodiorite du site de Meyomessala, couramment notée dans des échantillons de granite de la région (Tchameni, 1997), est interprétée comme traduisant le fractionnement de plagioclase en accord avec une baisse de la teneur en Sr et de celle de CaO.

Les diagrammes de variation des éléments en traces en fonction de la silice, établis pour les

roches du craton du Congo par Tchameni (1997) montrent que le Rb et le Ba présentent les teneurs les plus élevées dans les granodiorites. Ces teneurs plus élevées de Rb et de Ba sont probablement dues à l'incorporation de ces éléments dans les feldspaths alcalins et/ou la biotite qui auraient tardivement cristallisés (Tchameni, 1997).

Tableau 6.III : Données analytiques des éléments majeurs et des traces de deux échantillons de granodiorite du site de Meyomessala.

Echantillons	RS	RL1
Eléments majeurs en %		
SiO ₂	69,02	69,73
Al ₂ O ₃	15,45	14,93
Fe ₂ O ₃	4,07	3,81
MnO	0,07	0,04
MgO	2,14	1,59
CaO	3,45	3,23
Na ₂ O	3,29	4,07
K ₂ O	2,22	2,03
TiO ₂	0,45	0,34
P ₂ O ₅	0,11	0,1
LOI	0,2	0,5
Total	100,47	100,37
Na ₂ O+K ₂ O	5,51	6,1
Fe ₂ O ₃ +MgO+MnO+TiO ₂	6,73	5,74
Eléments traces (ppm)		
V	54	49
Cr	57	8
Co	57	40
Ni	8	9
Cu	20	18
Zn	61	45
Ga	17,7	18
Rb	50	22
Sr	789	660
Y	13	8
Zr	375	346
Nb	6	6
Ba	393	534
Pb	10,4	13,4
Th	12,6	11
U	1,6	0,1
La	-	40
Ce	-	61
Nd	-	19,05

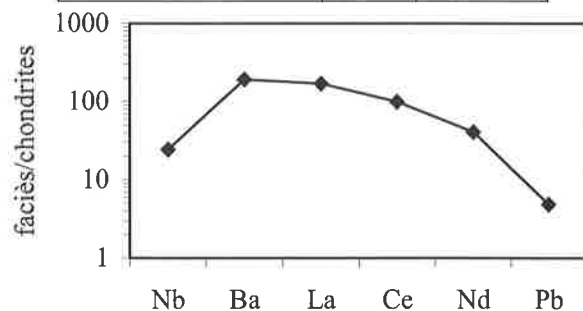


Figure 6.3 : Valeurs normalisées des éléments traces du granodiorite de la région de Meyomessala par rapport aux chondrites C1.

2 - Variation géochimique dans la séquence de pente faible

Les descriptions macroscopiques et microscopiques ont permis de distinguer dans cette séquence sur pente faible trois faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles : une carapace vacuolaire bariolée surmontant une argile bariolée, les deux étant relayés en mi-pente par une argile tachetée. L'accumulation du fer se fait essentiellement de manière absolue par remplissage d'un réseau de fissures. Les résultats d'analyse chimique sont présentés dans les tableaux A.III et A.IV en annexe 3.

a - Comportement des éléments majeurs

Dans les profils d'altération de bas de versants sur pente faible, les teneurs en Fe_2O_3 sont faibles dans les matériaux gris verdâtre à blanc jaunâtre (4 à 4,5%) (fig. 6.4) de base ; elles sont par contre relativement élevées et constantes, le long des profils, dans les domaines rouges (14 à 20%).

Les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 sont élevées et relativement constantes dans tous les matériaux, 42 à 51% SiO_2 , 22 à 33% Al_2O_3 , avec cependant les teneurs les plus élevées dans les matériaux blanc jaunâtre de la base des profils.

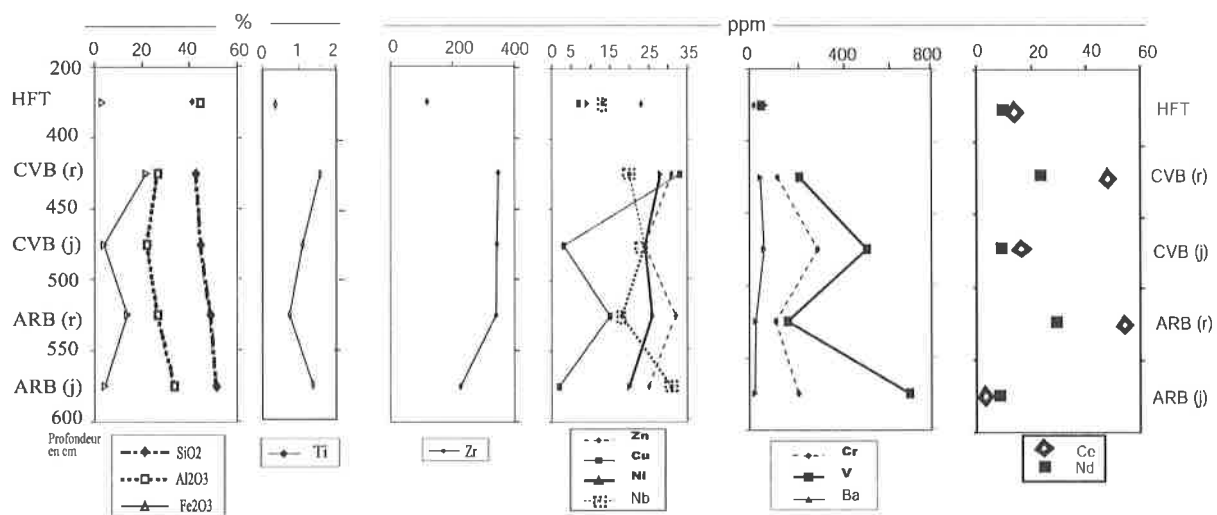


Figure 6.4 : Variations géochimiques le long du profil P16 sur pente faible. Echantillon représentatif de l'horizon argileux brun rouge finement tacheté (HFT), carapace vacuolaire bariolée (CVB), argile bariolée (ARB), r : phase rouge, j : phase jaune blanchâtre. Le faciès HFT n'est pas associé aux accumulations ferrugineuses actuelles.

Au-dessus de la carapace vacuolaire bariolée, dans l'horizon argileux brun rouge finement tacheté (HFT), les teneurs en Fe_2O_3 et SiO_2 diminuent tandis que celles de Al_2O_3 augmentent et deviennent même légèrement supérieures à SiO_2 ($SiO_2/Al_2O_3 < 1$, fig. 6.5). Cette supériorité des teneurs en alumine par rapport à celles de la silice traduit soit l'aluminium substitué dans les oxy-hydroxydes de fer (Schluze, 1984) soit la présence de la gibbsite (Beauvais, 1991). La première raison semble plausible d'autant que les analyses minéralogiques ont montré une probable absence de la gibbsite dans cet horizon. Ce dernier connaît aussi des concentrations relativement élevées de MgO (0,38%) et de K_2O (1,04%).

TiO_2 varie peu, entre 0,6 et 0,8% les niveaux d'altération ; il est par contre plus

important, entre 0,4 et 1,6 % dans les faciès de pente faible (fig. 6.6). Les premiers semblent montrer du TiO_2 hérité de la roche tandis que les seconds montreraient une certaine mobilisation du titane au bas des versants sur pente faible.

P_2O_5 est très faible, 0,04 à 0,1%, les plus grandes teneurs étant dans l'horizon argileux supérieur, sans doute favorisée par le recyclage biologique.

Le manganèse présente des faibles teneurs (0,01 à 0,02%) et a été détecté essentiellement dans cette séquence. Cette présence de MnO dans les faciès vacuolaires est conforme aux observations de Beauvais (1991) dans les profils du bas - versant à cuirasse vermiforme.

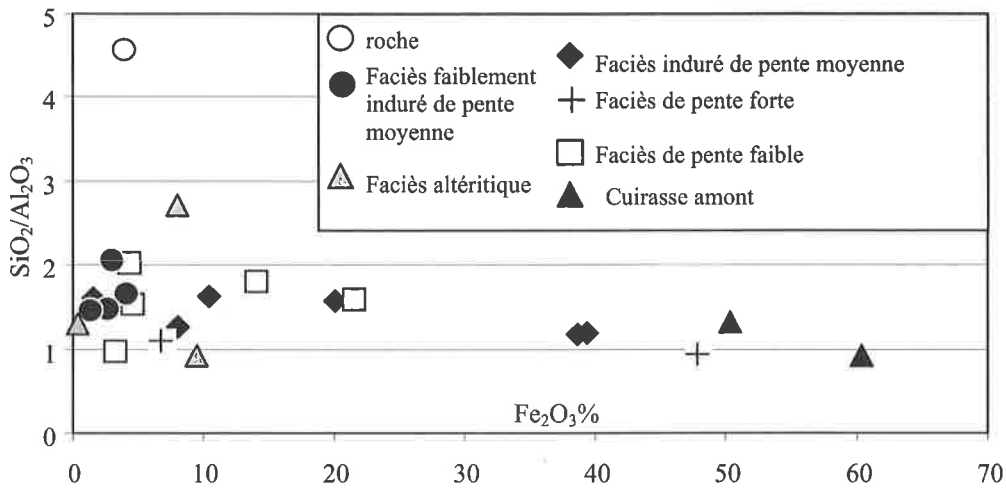


Figure 6.5 : Rapport fer contre silice/aluminium dans différents faciès pédologiques de l'interfluve de Meyomessala.

Au total, dans les accumulations ferrugineuses actuelles de pente faible, le fer s'accumule très rapidement dans les domaines rouges à brun sombre ; il s'accumule très peu dans les domaines gris verdâtre et les vacuoles. Dans les deux cas, les teneurs en SiO₂ et Al₂O₃ sont élevées et constantes le long des profils. Les fortes variations de TiO₂ aiguillent de nouveau vers une mobilisation certaine des faciès de cette séquence.

b - Comportement des éléments traces

Les éléments traces ont des comportements différents d'un faciès à l'autre.

V et Cr ont des teneurs particulièrement élevées, notamment au sein de l'argile bariolée et des domaines argileux brun rouge de la carapace où ces teneurs atteignent 520 ppm pour le V, 300

ppm pour le Cr (fig. 6.4). Ces teneurs contrastent nettement avec celles des domaines jaunâtres et de l'horizon argileux brun rouge (HFT) dans lequel elles sont très faibles, 50 ppm V et 20 ppm Cr.

Les teneurs en Ba sont comprises entre 25 et 70 ppm ; faibles à la base (fig. 6.4), elles augmentent progressivement vers le haut du profil.

Les teneurs de Zr varient entre 230 et 350 ppm ; elles sont plus importantes vers le haut, dans la carapace vacuolaire bariolée (fig. 6.4).

Le Cu présente de faibles teneurs qui augmentent cependant vers le haut du profil (33 ppm, maximum obtenu dans la carapace vacuolaire bariolée) (fig. 6.4) ; il présente des teneurs beaucoup plus faibles dans l'horizon HFT.

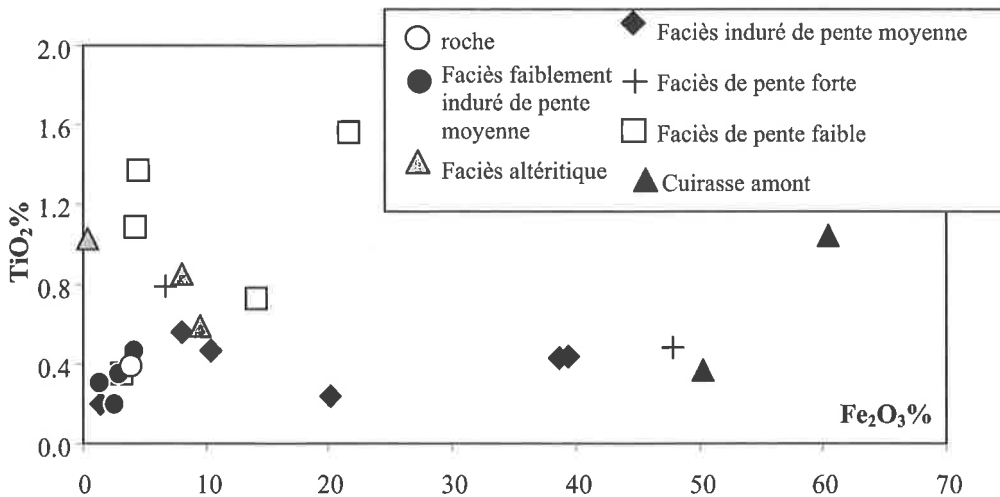


Figure 6.6 : Rapport fer contre titane dans différents faciès pédologiques de l'interfluve de Meyomessala.

Les éléments La, Ce et Nd ont des teneurs faibles, qui augmentent aussi vers le haut du profil ; ces teneurs varient peu au sein des domaines jaune blanchâtre ; elles sont cependant particulièrement faibles au sein de HFT. Les valeurs des traces normalisées par rapport aux chondrites C1 (en abrégé ici ch, Sun et McDonough, 1989), sont plus élevées dans les domaines rouge sombre de la carapace vacuolaire bariolée et de l'argile bariolée (fig. 6.7). Ces domaines présentent en outre une anomalie négative en Ba sauf dans l'horizon brun rouge finement tacheté où Ba présente une courbe de régression normale.

Les matériaux rouges, riches en fer, présentent une anomalie positive en Ce ($Ce/Ce^* \sim 2$, fig. 6.8)¹. La valeur de ce rapport est proche de celles obtenues par Braun *et al.* (1990) ; ces dernières sont entre 0,6 et 1,9 pour des matériaux pédologiques ferrugineux de la région de Goyoum et légèrement plus élevées dans la saprolite sous-jacente ; Boulangé et Colin (1994) obtiennent un rapport Ce/Ce^* de 1 dans la syénite et de 4 à 7 dans les matériaux bauxitiques.

Les rapports $(La/Nd)_{ch}$ ² sont utilisés pour quantifier le fractionnement des terres rares légères (plus connus sous LREE, Braun *et al.*, 1993 ; Boulangé et Colin, 1994) ; plus ce rapport est élevé, plus le matériau est fractionné en LREE. Sur pente faible à Meyomessala, ces rapports sont de l'ordre de 0,5 à 1 sauf dans les matériaux gris verdâtre de base où il avoisine 1,5 (fig. 6.8). Ces derniers matériaux apparaissent, avec l'HFT, comme étant les plus fractionnés en LREE, les moins fractionnés étant les domaines indurés de la carapace vacuolaire bariolée.

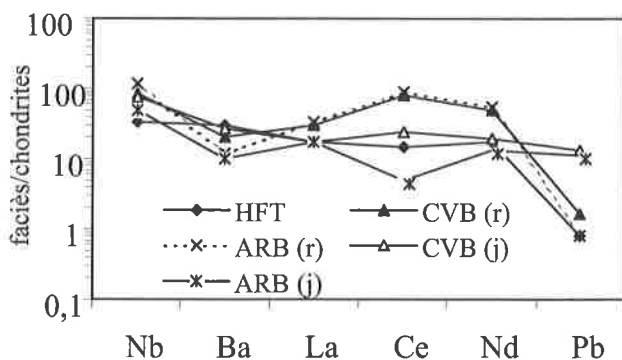


Figure 6.7 : Valeurs normalisées des éléments traces des faciès de pente faible par rapport aux chondrites. Légende voir figure 6.4.

¹ $Ce/Ce^* = (3Ce/Ce_{ch}) / (2La/La_{ch} + Nd/Nd_{ch})$

² $(La/Nd)_{ch} = (La/La_{ch}) / (Nd/Nd_{ch})$

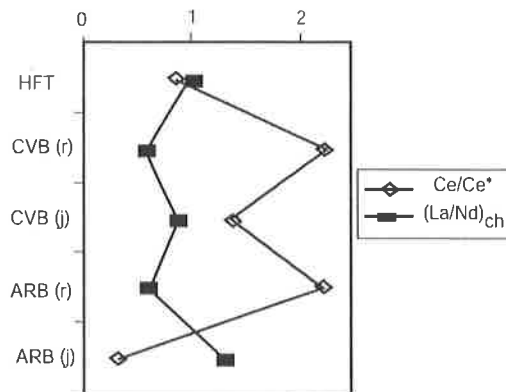


Figure 6.8 : Rapports Ce/Ce^* et $(La/Nd)_{ch}$ des faciès de pente faible.

3 - Variation géochimique dans la séquence de pente moyenne

Les analyses chimiques ont été faites sur les quatre faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles sur pente moyenne qui sont de bas en haut : argile gris jaune, argile bariolée, carapace massive bariolée et carapace massive tachetée.

Les résultats d'analyse chimique sont présentés dans les tableaux A.III et A.IV en annexe 3.

a - Comportement des éléments majeurs

Dans l'horizon gris, à la base des profils, les teneurs en fer sont très faibles, 1,3% ; SiO_2 et Al_2O_3 par contre sont très importantes, respectivement 51% et 35%. Vers le haut l'argile gris jaune a des teneurs en fer de 2 à 4% ; ces teneurs sont de 10% au sein des domaines jaunes de la carapace massive tachetée (fig. 6.9) ; SiO_2 et Al_2O_3 restent élevées et relativement constantes, respectivement autour de 50 à 60% et de 30 à 35%. Dans les domaines rouges indurés, les teneurs en fer augmentent rapidement, passant de 4% dans l'argile bariolée à près de 40% dans la carapace massive tachetée. Les teneurs en Al_2O_3 et SiO_2 connaissent un fléchissement dans les carapaces massives (bariolée et tachetée), notamment SiO_2 avec des teneurs diminuant jusqu'à 27%. En aucun cas la silice n'est inférieure à l'alumine comme il a été constaté sur pente faible (fig. 6.5).

Les teneurs en titane varient peu, entre 0,2 et 0,6%, indifféremment des matériaux (fig. 6.6). La présence constante du titane traduit le maintien de l'anatase observé lors de l'étude pétrologique.

Le magnésium, de faibles teneurs, est maintenu le long des profils (0,2 à 0,6%). Le maintien du Mg et de fortes teneurs en Si le long des profils s'explique par la persistance des minéraux micacés relictuels, ici la muscovite.

Au total, les teneurs en fer sont de plus en plus importantes vers le sommet du profil. Ceci est corrélé avec des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 de plus en plus faibles mais un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et les teneurs en TiO_2 constants, liés à la structure lithomorphes des faciès de cette séquence.

b - Comportement des éléments traces

Le vanadium, le chrome et le cobalt augmentent progressivement de bas en haut des profils (fig. 6.9), au sein des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles ; les valeurs les plus importantes sont notées dans les phases rouges à rouge sombre très consistantes, 900 à 950 ppm pour le V, 500 ppm pour le Cr, 30 à 60 ppm pour le Co.

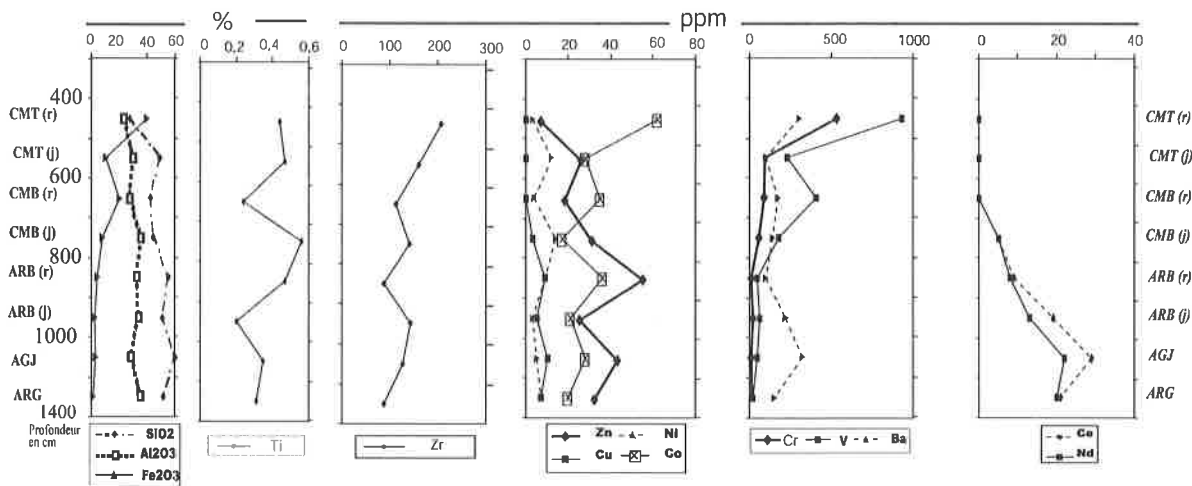


Figure 6.9 : Variations géochimiques le long du profil P6 sur pente moyenne. Profondeur en cm, échantillon représentatif de la carapace massive tachetée (CMT), carapace massive bariolée (CMB), argile bariolée (ARB), argile gris jaune (AGJ), argile grise (ARG), r : phase rouge, j : phase jaune blanchâtre.

Les teneurs en Ba sont comprises entre 100 et 325 ppm ; elles sont plus importantes à la base et au sommet des accumulations ferrugineuses actuelles.

Le zirconium a des valeurs comprises entre 100 et 200 ppm le long des profils (fig. 6.9) ; ces valeurs augmentent de bas en haut, mais restent faibles par rapport aux teneurs de la roche (340 – 370 ppm) ; l'augmentation est plus sensible au sein des domaines rouges ferrugineux.

Cu, Ni et Sc ont des teneurs faibles (inférieures à 10 ppm, rarement plus) ; le premier diminue progressivement de la base vers le haut des profils (fig. 6.9) tandis que les deux autres augmentent dans le même sens.

Le Pb a de faibles teneurs (comprises entre 5 et 40 ppm) ; cependant, au sein des domaines rouges indurés, il a des teneurs beaucoup plus fortes (160 ppm dans la carapace massive tachetée dans deux séquences de pente moyenne).

Les teneurs des terres rares légères diminuent de la base vers le haut des profils (fig. 6.9), au sein des accumulations ferrugineuses actuelles. Dans tous les cas, les teneurs en LREE des échantillons de sols étudiés sont inférieures à celles de la roche sous-jacente.

Les teneurs des traces normalisées montrent une anomalie positive en Pb et une anomalie négative en Nb dans les domaines rouges des faciès ferrugineux (fig. 6.10).

Les rapports Ce/Ce^* et $(\text{La}/\text{Nd})_{\text{ch}}$ montrent des comportements opposés le long des profils (fig. 6.11). Les valeurs de Ce/Ce^* sont inférieures à celles de $(\text{La}/\text{Nd})_{\text{ch}}$, exception faite des niveaux de base gris où la situation est inverse. En dehors de ce niveau, tous les autres matériaux ont un rapport $(\text{La}/\text{Nd})_{\text{ch}}$ de plus en plus important vers le haut des profils.

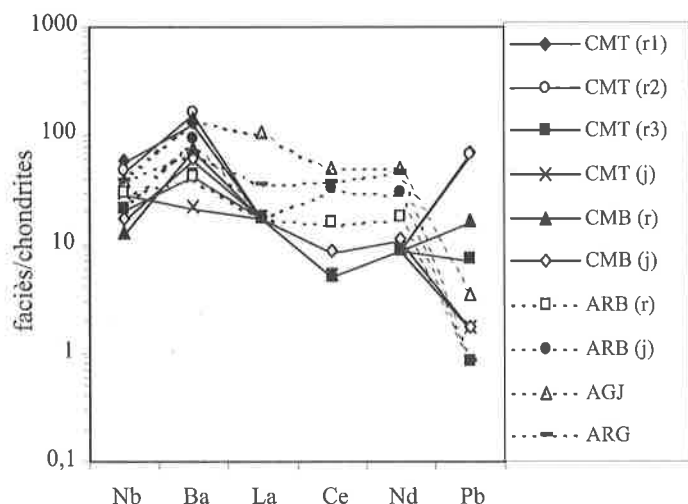


Figure 6.10 : Valeurs normalisées des éléments traces des faciès de pente moyenne par rapport aux chondrites. Légende voir figure 6.9.

4 - Variation géochimique dans la séquence de pente forte

Seules les deux principales phases de l'argile tachetée, unique faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles sur pente forte, ont été analysées.

Les résultats d'analyse géochimique sont présentés dans les tableaux A.III et A.IV en annexe 3.

a - Comportement des éléments majeurs.

Au sein de l'argile tachetée, la différence de teneurs en fer entre les matériaux blanc jaunâtre et les domaines rouges est importante. Les premiers en sont peu pourvus (~ 7%) tandis que les seconds en sont enrichis (40%). Les teneurs en SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ et K₂O sont réparties en sens contraire au fer, cependant avec une amplitude moindre, 42% SiO₂ dans les matériaux blanc jaunâtre contre 20% dans les domaines rouges, 38% contre 21% Al₂O₃, 0,8% contre 0,5% TiO₂, 0,27% contre 0,06% MgO, 0,6% contre 0,04% K₂O. Le phosphore est constant, 0,07%. On détecte parfois le CaO dans les matériaux blanc jaunâtre, jusqu'à 0,03% comme il a déjà été noté sur pente faible.

La grande accumulation du fer dans les domaines rouge se confirme. Les fortes accumulations de fer s'accompagnent de faibles teneurs relatives en SiO₂, Al₂O₃, MgO, K₂O tandis que ces éléments sont importants dans les zones de faible accumulation de fer. Le titane dans les zones à forte accumulation de fer est identique à celui de la roche sous-jacente. Il apparaît plus

important dans les zones blanchâtres de remobilisation du fer.

b - Comportement des éléments traces

Sur pente forte, au sein des taches rouges ferrugineuses, les teneurs de Nb, Y, As, Pb, Co, Cr, V, Sc et La sont relativement plus importantes que celles des domaines blanc jaunâtre.

Le vanadium, de 50 ppm dans la roche, passe par exemple de 200 ppm dans les domaines jaune blanchâtre, à 900 ppm au sein des taches rouges riches en fer, le chrome de 100 à 300 ppm (57 ppm dans la roche). Le Pb, de moins de 2 ppm, passe à 80 ppm.

Sr, Rb, Zn, Cu, Ni, Ce, Nd ont des teneurs plus faibles dans les domaines rouges consistants ; U, Ga, Th, Ba, S et Hf sont identiques dans les deux domaines.

Le schéma des éléments traces normalisés montre une anomalie négative en Ba dans les zones riches en fer (fig. 6.12) ; au sein des matériaux limoneux de base, le comportement de ces éléments est conforme à celui de la roche sous-jacente.

5 - Variation géochimique dans les sols cuirassés du plateau sommital

Les teneurs en fer sont évidemment très faibles dans les horizons altéritiques et très élevées dans les horizons cuirassés et nodulaires. Les rapports SiO₂/Al₂O₃ sont toujours supérieurs à 1 (fig. 6.5). Na₂O est détecté dans tous les faciès cuirassés amont, avec des teneurs de 0,01 à 0,03%.

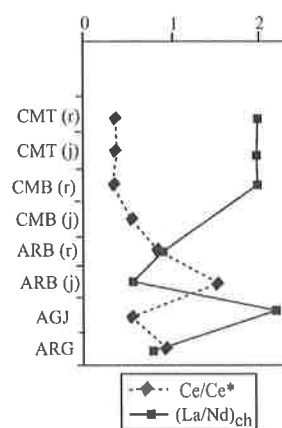


Figure 6.11 : Rapports Ce/Ce* et (La/Nd)_{ch} sur pente moyenne. DR : domaines rouges, DJ : domaines blanc jaunâtre.

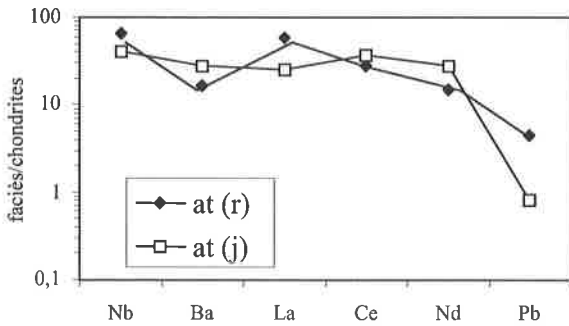


Figure 6.12 : Valeurs normalisées des éléments traces de l'argile tachetée de pente forte par rapport aux chondrites. r : noyaux ferrugineux rouges, j : taches jaunes.

Les teneurs en TiO_2 varient entre 0,3 et 1% (fig. 6.6) ; ces teneurs ne montrent aucune corrélation particulière avec l'accumulation du fer. Au sein des ensembles altéritiques, les éléments suivants ont les teneurs les plus fortes par rapport aux autres faciès du profil : V, Cr, Pb, Ba, Nb, Zr, Y, Sr, U, Ga, Co, Sc et As ; le V, Cr, Ba, Co et Pb y ont des teneurs les plus fortes obtenues au niveau de l'interfluve, respectivement de 1121 ppm, 591 ppm, 542 ppm, 85 ppm et 212 ppm (fig. 6.13). Dans les faciès cuirassés évolués du haut de ce profil, les teneurs de tous ces éléments sont faibles par rapport à celles obtenues dans les altérites. Par ailleurs, les LREE (La, Ce et Nd) ont des teneurs relativement plus élevées dans la cuirasse.

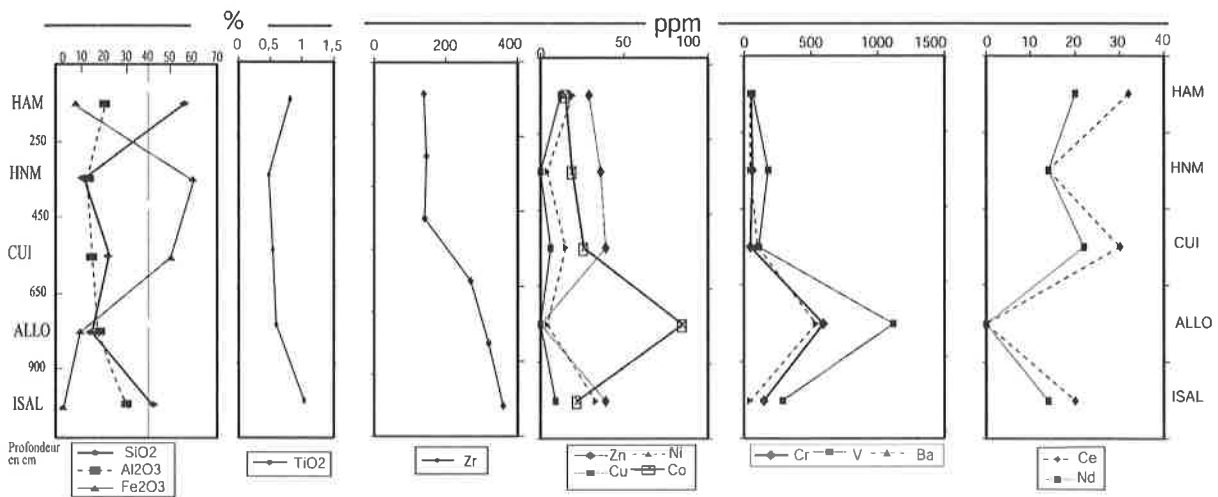


Figure 6.13 : Variations géochimiques le long du profil P5 du plateau sommital. Echantillon représentatif de l'ensemble argileux meuble (HAM), ensemble nodulaire meuble (HNM), cuirasse (CUI), ensemble allotéritique (ALLO), ensemble isaltéritique (ISAL).

Les teneurs des traces normalisées aux valeurs des chondrites montrent (fig. 6.14) une anomalie négative en Nb et en Ba dans les horizons nodulaires et argileux meubles. Les valeurs du rapport $(La/Nd)_{ch}$ sont comprises entre 0,5 et 1,5 ; elles sont élevées dans la roche et dans l'ensemble isaltéritique, sont faibles dans l'ensemble allotéritique à partir duquel elles augmentent progressivement vers la cuirasse puis aux nodules et aux argiles meubles.

Ce/Ce^* évolue en sens inverse (fig. 6.15) à $(La/Nd)_{ch}$. Les LREE sont alors plus fractionnées dans les faciès de dégradation de la cuirasse.

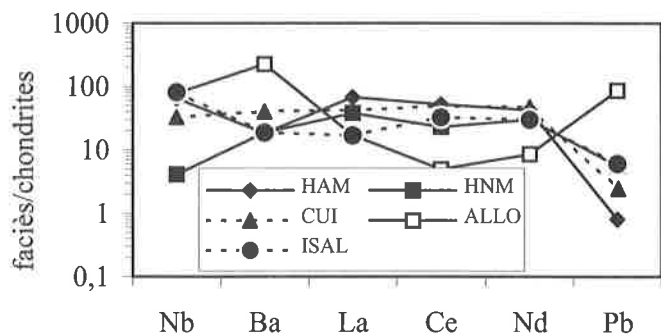


Figure 6.14 : Valeurs normalisées des éléments traces en amont de l'interfluve d'étude par rapport aux chondrites. Légende voir figure 6.13.

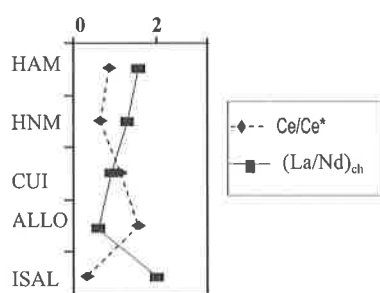


Figure 6.15 : Rapports Ce/Ce* et (La/Nd)_{ch} dans les faciès en amont de l'interfluve d'étude.

Le contraste net est observé entre d'une part les ensembles d'altération et ceux de dégradation de la cuirasse (HAM), d'autre part les faciès cuirassés évolués (CUI). En effet, les LREE (La, Ce, Nd) sont moins fractionnées au sein des faciès cuirassés évolués où As, Sc, Zr, Nb ont de faibles teneurs et Pb, Cr, V et Ba de très faibles teneurs ; cette situation est contraire dans les premiers faciès. Les éléments comme Ga, Co et Hf sont peu discriminants.

III - BILAN GEOCHIMIQUE DES PROCESSUS D'ALTERATION LATERITIQUE

A – Méthodes

Lors des processus d'altération latéritique, les minéraux primaires se dissolvent et les éléments chimiques présentent alors 3 types de comportement : soit ils se maintiennent sans grandes variations ou s'enrichissent relativement (éléments résiduels), soit, et ce sont les plus nombreux, ils se redistribuent entre les minéraux secondaires de l'altération latéritique (éléments supergènes enrichis) et les eaux d'altération (éléments lixiviés). Dans les premiers stades de l'altération latéritique, la texture des roches mères est généralement préservée. Dans ce cas, les volumes ne sont pas modifiés ; le calcul du bilan se fait en appliquant la méthode isovolumétrique (Millot et Bonifas, 1955 ; Bonifas, 1959).

En revanche, pour les horizons supérieurs sujets à des perturbations importantes, la méthode de calcul iso-minéral comme le quartz (Lelong, 1967) ou iso-élément comme l'aluminium (Pédro, 1966 ; Wackermann, 1975) a été suggérée mais aussitôt abandonnée en raison de la dissolution du quartz et de la mobilité de l'aluminium.

La redistribution des éléments pendant l'altération, reflétant les processus d'interaction

eau/roche, peut être définie en utilisant les calculs de bilan de masse qui prennent en compte un élément immobile comme un invariant (Nesbitt, 1979 ; Cramer et Nesbitt, 1983 ; Middelburg et al., 1988 ; Brimhall et al., 1991). Le choix de l'invariant nécessite 1) une solubilité très lente en solution aqueuse, 2) son inclusion, si possible, dans un minéral résistant à l'altération, 3) une distribution homogène dans la roche primaire. Dans ce cas, on considère l'élément le plus stable, c'est-à-dire celui qui se maintient le mieux au cours des processus de latérisation, voire s'enrichit relativement par rapport aux autres éléments qui sont lixiviés.

La logique est fondée sur le fait que les éléments les plus stables et par ailleurs les moins mobiles sont ceux qui ont une enthalpie faible. En effet, les oxydes ont une enthalpie standard de formation qui augmente systématiquement de gauche à droite dans le tableau périodique au fur et à mesure que les orbitales sont remplies (Garric, 1985). Ainsi, les éléments Ti, Zr, Hf et Th qui sont du côté gauche des métaux de transition sont les éléments les plus stables. Ils sont aussi caractérisés par un fort rapport charge sur diamètre (Vidal, 1994). Le zirconium et le titane sont des éléments couramment utilisés comme des éléments immobiles (Brimhall et al., 1991). Ils sont généralement accompagnés par Al, Nb et V. Ils sont considérés comme les éléments peu variants en raison de la relative stabilité de leur concentration et à la préservation de leur hôte minéral lors de l'altération (Lelong et Roose, 1986 ; Birkeland, 1984).

Brimhall et al. (1985), Brimhall et Dietrich (1987) et Brimhall et al. (1988) ont mis au point la méthode de calcul " mass balance method " pour différencier les éléments chimiques selon leur comportement et quantifier les gains et pertes de ces éléments au cours des processus d'altération latéritique. Cette méthode a été expérimentée récemment sur des profils d'altération du Mali par Brimhall al. (1991, 1992 et 1994), de la RCA (Beauvais, 1991 ; Beauvais et Colin, 1993), du Gabon (Colin et al., 1993a) et aux USA (Brimhall et al., 1994). Cette méthode a le mérite d'être formulée mathématiquement de telle façon que l'on puisse traiter un grand nombre d'analyses chimiques à l'aide d'un programme informatique. Ce programme permet d'analyser plus largement les relations entre les paramètres physiques (porosité, indice de déformation) et les processus géochimiques qui régulent le développement des profils d'altération latéritique.

Le facteur ε de déformation de la structure initiale dans chaque niveau d'altération est calculé selon l'équation

$$\frac{C_{ia}}{C_{ip}} = \frac{\rho_p}{\rho_a} \times \frac{1}{(\varepsilon_a + 1)}$$

ε_a = taux de déformation de l'horizon a par rapport à la roche (tassement ou expansion)

C_{ia} = concentration de l'élément i dans l'horizon d'altération a en g / 100g

C_{ip} = concentration de l'élément i dans la roche p en g / 100g

ρ_a = densité apparente de l'horizon a en g/cm³

ρ_p = densité apparente de la roche p en g/cm³

i est un élément immobile.

Le taux τ d'enrichissement ou de perte d'un élément est ainsi calculé par la formule suivante :

$$\tau_{ja} = \frac{100 m_{j, flux}}{E_p \cdot C_{jp} \cdot \rho_p} = \frac{\rho_a \cdot C_{ja}}{\rho_p \cdot C_{jp}} (\varepsilon_a + 1) - 1$$

τ_{ja} = taux d'enrichissement de l'élément j dans l'horizon d'altération a ;

$m_{j, flux}$ = masse de l'élément j apporté à un horizon d'altération a ,

E_p = épaisseur altérée de la roche

j est un élément mobile.

$\tau_{ja} > 0$, il y a gain absolu de l'élément j ,

$\tau_{ja} < 0$, il y a perte de l'élément j ;

$\tau_{ja} = -1$, l'élément est totalement éliminé du profil d'altération considéré (-1 ou -100%).

La masse totale d'un élément j transférée à travers un horizon d'altération a peut être calculée pour un volume V_p de 1 cm³ :

$$m_{ja} = \left(\frac{C_{jp}}{100} \cdot \rho_p \cdot V_p \right) \tau_{ja}$$

V_p représente l'unité de volume. Pour calculer la masse totale en kg/m² transférée à travers un profil de profondeur Z , il est nécessaire d'intégrer τ_{ja} en fonction de la profondeur afin de tenir compte du changement de concentration d'un faciès à l'autre :

$$M_{ja} = \left(\frac{C_{jp} \cdot \rho_p}{100} \right) \int_{z=0}^{z=Z} \tau_{ja} dz$$

Limites de la méthode

Il y a des restrictions notées par Derron (1999) qui après une abondante revue de la littérature signale qu'il n'y a pas de règle pour le choix d'un

élément (ou minéral) immobile (inerte) de référence. Aussi, contrairement à Lelong (1967) et à Sverdrup & Warfvinge (1988), Chadwick et al. (1990) réfutent l'hypothèse que le quartz ou l'ilménite soient inertes et conservatifs dans les sols. Pour ce qui est des minéraux porteurs de Zr et Ti, ils peuvent être enrichis dans certaines parties du sol, s'il y a eu un transport sédimentaire avant le développement du sol (White, 1995 ; Young et Nesbitt, 1998). Nahon et Merino (1997) ont observé du 'etch pitting' à la surface des zircons de latérites. Dans de telles conditions, même Zr ne serait apparemment pas immobile. Cornu et al. (1999) observent la dissolution du rutile et la précipitation de l'anatase dans les sols. Veillon (1990) note l'accumulation absolue du titane dans les fissures des nodules ferrugineux. L'observation de ces précipitations et accumulations a démontré la mobilité du titane à des échelles centimétriques.

Par ailleurs, cette méthode ne distingue pas les matériaux autochtones de ceux allochtones. La méthode ne donne des valeurs approchées que si la roche est homogène, ce que nous n'avons pas eu les possibilités de vérifier. Toutefois, les granodiorites sont reconnues comme étant assez homogènes (Nesbitt, 1979). Colin et al. (1993b) et Colin F. (communication orale en 1999) signalent que le zirconium, élément considéré comme invariant subit souvent l'altération sous l'influence de la matière organique en haut des profils de sol ; cependant, on l'utilise tout en signalant son degré d'altération. Le titane est aussi recyclé par les plantes en haut des profils (Cornu et al., 1999 ; Lucas, 2001).

B – Bilan géochimique dans les profils d'altération de Meyomessala

Le bilan géochimique de l'altération latéritique a été appliqué aux profils de bas de versants à pente forte, moyenne et faible et au profil amont.

1 - Choix de l'élément invariant : la stabilité du zirconium et du titane

Pour déterminer les gains et pertes des éléments chimiques le long des profils au cours des changements dus à l'altération et à la pédogenèse, il est nécessaire d'évaluer d'abord les variations de la porosité puis d'identifier et d'utiliser un élément immobile dans un système fermé en calculant ε .

Le rapport de concentration des éléments immobiles ne doit pas varier substantiellement à travers un profil de sol, ce qui montre qu'ils sont une composante résiduelle de ces sols. Dans les sols étudiés à Meyomessala, l'évolution du Ti n'est pas constante le long des profils (fig. 6.4, 6.9 et 6.13); celle du zirconium présente une amplitude de variation encore plus importante. Par ailleurs, les taux de déformation des différents faciès par rapport au Ti et au Zr, respectivement $\epsilon_{Ti,a}$ et $\epsilon_{Zr,a}$ ont été calculés en considérant une moyenne de plusieurs mesures de densité apparente (tabl. A.V, annexe 4). Ils permettent de constater (fig. 6.16) que les courbes de Ti varient peu et sont proches des valeurs 0 marquant l'invariance. Les courbes de Zr marquent cependant l'expansion de tous les faciès, ce qui ne cadre pas avec les observations pétrographiques qui ont fait ressortir de nombreux cutanes dans les accumulations ferrugineuses et donc du tassement par endroits. De plus, les argiles grises et gris jaune de la base des séquences sur pente moyenne ont montré de nombreux domaines à structure de

la roche conservée. Cet état de choses est mieux représenté par la courbe de faible déformation comme celle de Ti.

Aussi, les taux de déformation par rapport au Zr ont été utilisés pour évaluer l'immobilité du Ti et vice versa selon la méthode de Brimhall et al. (1991). Il apparaît (fig. 6.17) que la variation du Ti se fait de (-) 1 à 3, soit une variation de 4 unités alors que pour les mêmes échantillons, le Zr varie de 0 à 8 soit une variation de 8 unités. On aboutit à la même conclusion que précédemment. Ti y est donc relativement plus stable que Zr. Ti et Zr ne sont pas immobiles si on se réfère à leur comportement dans ces sols et aux travaux de Veillon (1990), de Cornu et al. (1999). Il est nécessaire cependant d'essayer un bilan à interpréter avec beaucoup de prudence afin d'évaluer les transferts d'éléments chimiques dans les sols de Meyomessala. Ti a été choisi pour le calcul de la déformation des structures initiales dans ces sols.

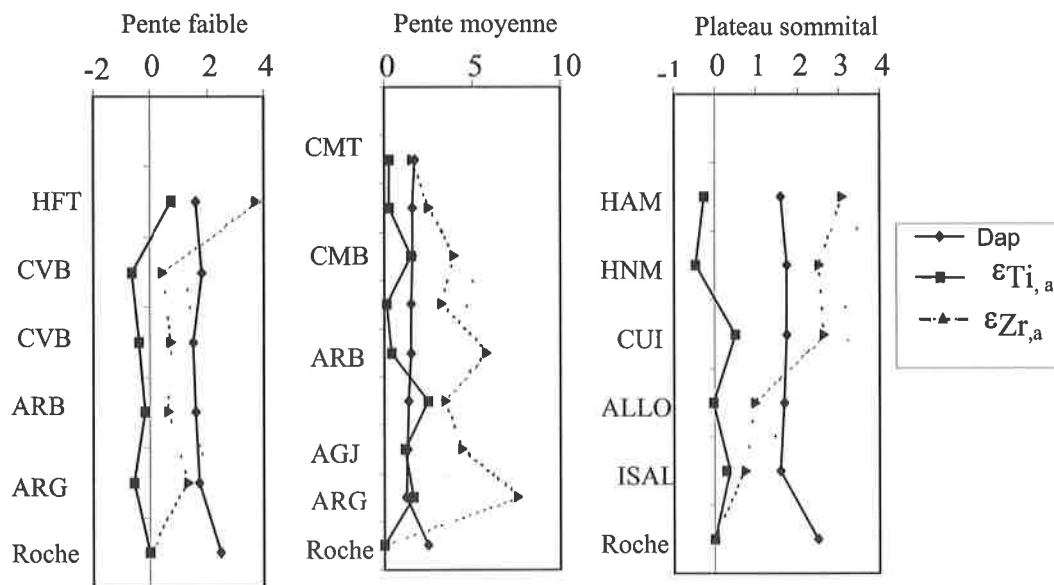


Figure 6.16 : Evolution de la densité apparente (Dap), de la déformation des faciès pédologiques par rapport au Zr ($\epsilon_{Zr,a}$) et au Ti ($\epsilon_{Ti,a}$). Légende voir figures 6.4, 6.9 et 6.13.

2 - Bilan géochimique dans les profils d'altération sur pente faible

Le taux de déformation calculé à partir des concentrations en titane indique un tassement dans tous ces faciès. Le tassement est de 60% ($\epsilon = 0,6$) dans l'argile grise sableuse de base et dans la carapace vacuolaire ; il est de 40% ($\epsilon = 0,4$) dans l'argile bariolée et les domaines meubles de la carapace vacuolaire (fig. 6.16). L'horizon

argileux brun rouge finement tacheté du sommet des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles connaît cependant une expansion relative de près de 70%. L'expansion notée lors des observations pétrographiques et marquée par une structure microagrégée ne peut cependant pas être de l'ordre de 70 %. Il y aurait aussi à ce niveau un départ du titane.

Le bilan de masse pour chaque élément chimique est résumé dans les tableaux A.V et

A.VI en annexe 4. Trois groupes d'éléments sont distingués : les éléments importés, les éléments fortement exportés et les éléments modérément exportés.

a – Les éléments importés

Le fer est initialement lixivié dans l'argile gris verdâtre à la base des profils (- 70 mg/cm³) (fig. 6.18 et tableau A.VI en annexe 4). Il est par contre fortement enrichi dans les domaines rouge sombre de l'argile bariolée sus-jacente (90 mg/cm³).

A la base de la carapace vacuolaire bariolée, le fer importé est de 90% supérieur à celui contenu dans la roche.

Au total, pour une unité verticale de sol, 130 kg/m² de fer sont lixiviés à la base et 250 kg/m² de fer importés au sommet ; 120 kg/m² de fer sont ainsi accumulés dans l'argile bariolée et la carapace vacuolaire de bas de versants sur pente faible. Nb, Cr, V et Ni suivent la même évolution que le fer (fig. 6.18). Cr et V s'enrichissent dans tous les domaines. Ni et Nb sont d'abord exportés à la base puis réintroduits

avec de fortes accumulations de fer dans la carapace vacuolaire bariolée.

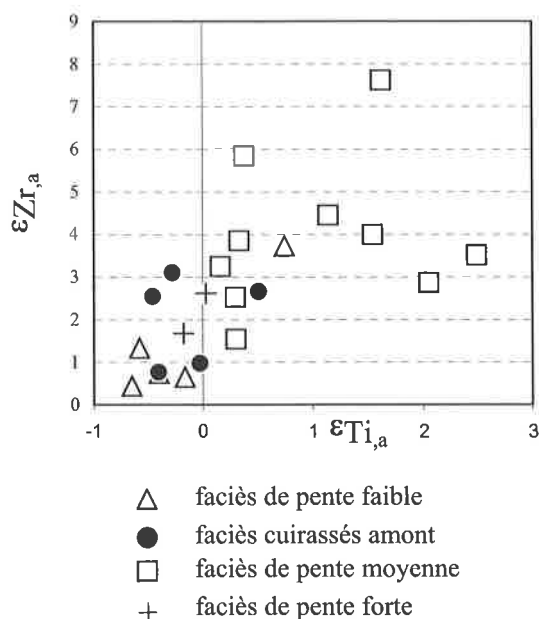


Figure 6.17 : Comparaison du taux de déformation par rapport au Zr à celui établi par rapport au Ti.

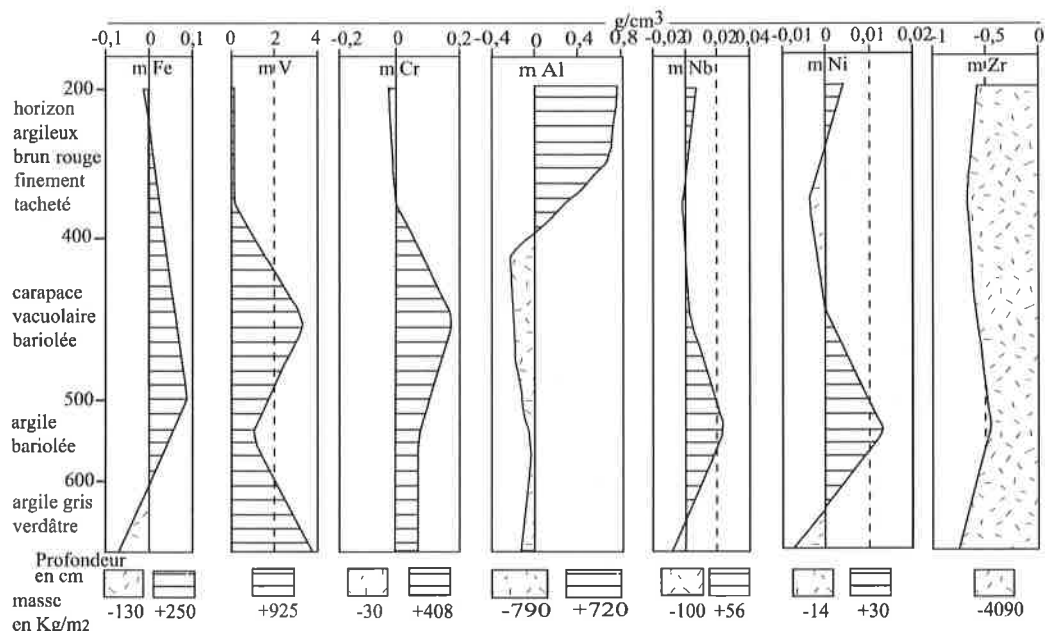


Figure 6.18 : Bilans géochimiques dans le profil P16 de pente faible.

b – Les éléments fortement exportés

Parmi les éléments fortement lixiviés dans tous les domaines, on trouve par ordre décroissant, Sr (99%), Mg (90-76%), Ba, Ce et La (80 – 95%), Si, Zr et Co (60 - 80%), Nd et Y (60 – 70%).

c – Les éléments modérément exportés

Les éléments modérément lixiviés sont par ordre décroissant Ga (40 – 60%), Cu (50%) et Al (30 – 50%). Al et Ga s'enrichissent de nouveau au sein de l'horizon argileux brun rouge finement tacheté jusqu'à 120% pour Ga et 200% pour Al (tabl.

A.V en annexe 4). La lixiviation du fer se produit au-dessus de la carapace, au sein de l'horizon argileux brun rouge finement tacheté.

Na, Ca et Mn sont exportées et d'égales proportions dans tous les niveaux des profils, respectivement de 92, 83 et 1 mg/cm³ (tabl. A.VI en annexe 4). Mn est par endroits totalement éliminé.

3 - Bilan géochimique dans les profils d'altération sur pente moyenne

Sur pente moyenne, le taux de déformation calculé à partir des concentrations en Ti indique une expansion générale le long du profil (fig. 6.16). Le taux d'expansion varie entre 30 et 200% (tabl. A.V en annexe 4). Il est plus élevé à la base, au sein de l'argile grise et à la base de l'argile bariolée. La carapace massive tachetée connaît une expansion relativement faible, 30% (fig. 6.16).

Le bilan de masse pour chaque élément chimique est résumé dans le tableau A.VI en

annexe 4. Trois groupes d'éléments sont également distingués : les éléments importés, les éléments fortement exportés et les éléments modérément exportés.

a - Les éléments importés

Le long du profil, le fer a des comportements variables (tabl. A.VI en annexe 4). Il est lixivié à la base, dans l'argile grise et l'argile gris jaune, de 50% dans le premier niveau (soit - 50 mg/cm³) et de 15% dans le second (- 15 mg/cm³).

Il est par contre importé de 30% dans les domaines rouges de l'argile bariolée, tout en demeurant exporté des domaines blanchâtres de ce niveau ; le bilan est un apport de 4 à 5 g/cm². Vers le haut du profil, dans la carapace massive bariolée puis tachetée, le fer connaît un apport d'environ 700%, soit 7,2 mg/cm³ dans la carapace bariolée et 0,7 g/cm³ dans la carapace tachetée. Un total de 1700 kg/m² de fer s'accumule dans ce profil de 14 m d'épaisseur (fig. 6.19).

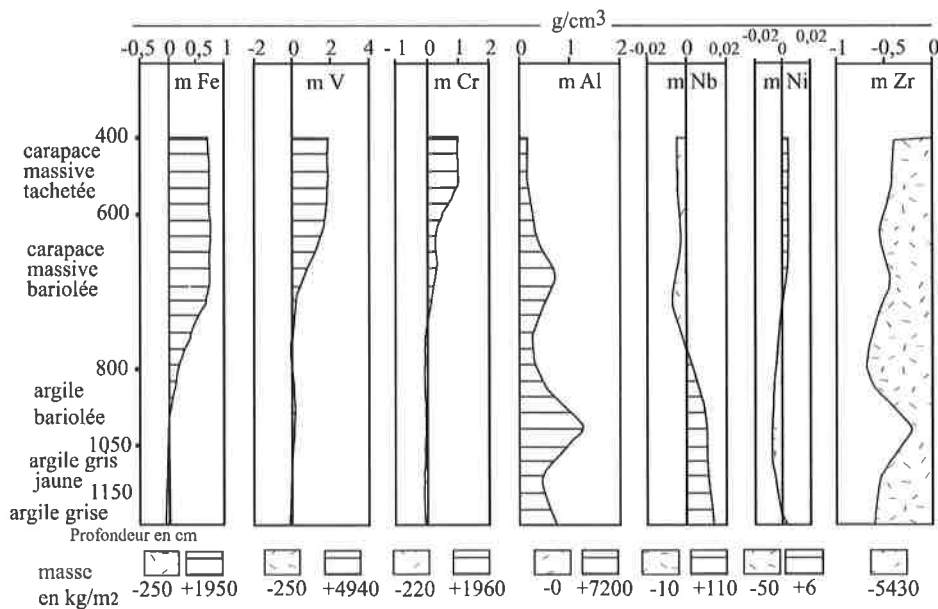


Figure 6.19 : Bilans géochimiques dans le profil P6 de pente moyenne.

Cr et V calquent le schéma de l'évolution du fer ; ils sont fortement enrichis dans les carapaces massives, soit 0,3 g/cm³ à la base bariolée et 1,09 g/cm³ dans la partie haute tachetée pour le Cr, respectivement 1,5 et 1,9 g/cm³ pour le vanadium.

Al et Ga s'accumulent tout le long du profil, cependant avec des apports de moins en moins importants vers le haut. 7200 kg/m² d'Al sont importés (fig. 6.19) dans un rythme régressif

de 0,72 g/cm³ à la base et de 0,1 g/cm³ au sommet de la carapace massive tachetée.

Le Co, lixivié à la base avec l'altération, connaît un apport d'environ 450 kg/m² dans les carapaces massives, à la faveur de la ferruginisation de ces niveaux.

Nd est importé uniquement à la base du profil, dans les argiles grises puis gris jaune (15 mg/cm³) et bariolées (30 mg/cm³) pour un total de 11 g/cm². Il est ensuite exporté dans la carapace

massive bariolée (- 4 g/cm²) et n'est même plus détecté dans la carapace massive tachetée. Le bilan est positif, 7 kg/m² dans le profil.

b – Les éléments fortement exportés

Parmi les éléments fortement exportés, on trouve dans l'ordre décroissant, Sr (99%), Rb, Zr, Ba, Ce, Zn et La (70%) ; ces éléments sont exportés de tous les domaines ; ils le sont de moins en moins vers le haut du profil. Sr par exemple ne connaît aucun apport et ses exportations sont de 1,7 g/cm³ à la base comme au sommet (tabl. A.VI en annexe 4), soit un total de 19 000 kg/m² de Sr qui ont quitté le profil de 14 m d'épaisseur.

Les LREE (Ce, La, Nd) sont totalement éliminés avant la carapace massive tachetée.

Zn par contre est plus lixivié au sommet qu'à la base.

c – Les éléments modérément exportés

K et Mg sont lixiviés à 70 – 80% ; cependant, le total de leur exportation est d'environ 30 et 40 mg/cm² respectivement. Cu suit le même schéma d'évolution et disparaît au niveau de la carapace massive bariolée.

Nb est importé à la base (+ 13 g/cm³) et exporté vers le haut du profil (- 2 à - 8 g/cm³), Ni et Si ont des comportements très variables et leur bilan donne des exportations de 44 et de 170 Kg/m² respectivement (fig. 6.19).

Na, Ca et Mn sont exportées et en proportions égales dans tous les niveaux de ces profils, respectivement de 92, 83 et 1,2 mg/cm³ (tabl. A.VI en annexe 4).

4 - Bilan géochimique dans les profils d'altération sur pente forte

Le taux de déformation de l'argile tachetée, calculé à partir des concentrations en titane, indique une expansion d'environ 35%.

Les éléments enrichis dans les taches rouges sont par ordre décroissant V (1260%, soit 0,9 g/cm³), Fe (880%, soit 491 mg/cm³), Cr (630%), Nb (116%), Ga (86%) et Co (52%). Seuls le Cr et le V sont enrichis dans tous les domaines, les autres éléments étant exportés du fond gris jaune : c'est le cas du fer, de Ce et de Co (80%), Zn et Cu (70%), Nd (60%), Ni et Nb (10%), le Ga (1%). L'Al s'accumule dans le fond gris jaune jusqu'à 89 mg/cm³ alors qu'il est exporté des domaines rouges (tabl. A.VI en annexe 4) en amont.

Les éléments exportés de l'argile tachetée de pente forte sont Mn (100%), Sr, K, Mg, Ba (90%), La, Si (70%), Zr et P (40%) ; ils sont exportés aussi bien des domaines rouges ferrugineux que des fonds blanc jaunâtre.

5 - Bilan géochimique dans les sols cuirassés du plateau sommital

Le bilan dans le profil P5 du plateau sommital a été établi pour les faciès altéritiques, cuirassé et argile meuble supérieur, l'objectif étant d'estimer les quantités d'éléments accumulées dans la cuirasse en amont de l'interfluve, celles retenues après le décuirassement pour la formation des horizons altéritiques à la base et de l'ensemble argileux meuble supérieur.

La différence est susceptible d'être mobilisée pour l'alimentation des accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants.

Il apparaît que la cuirasse amont est enrichie en fer jusqu'à 1050% (tabl. A.V en annexe 4) par rapport à la roche. Elle renferme 1,23 g/cm³ de fer (tabl. A.VI en annexe 4), soit 2500 kg/m² sur ses 2 m d'épaisseur. Les nodules renferment 1500 kg/m² de fer. Sont aussi enrichis dans les faciès cuirassés, V (550%), Al (500%), Ga (300%), Ni (250%) et Nb. Tous les autres éléments y sont appauvris dans l'ordre suivant Mn (100%), Mg, Sr (90%), Cu, Ba, La, K et P (80%), Zr, Y, Rb (70%), Pb, Co et Ce (60%).

Dans l'ensemble argileux meuble supérieur, l'exportation du fer est de 2% par rapport à la roche. Etant donné que cet ensemble provient de la dégradation de la cuirasse, sa mise en place procède à l'exportation de tout le fer accumulé dans la cuirasse, avec tous les éléments qui accompagnent le fer, V, Al, Ga..., seul Nb demeure.

Dans l'ensemble allotéritique de base par contre, l'importation du fer est de 50% (tabl. A.V en annexe 4), soit une accumulation de 58 mg/cm³ (tabl. A.VI en annexe 4) pour un total de 40 kg/m² sur 70 cm. Dans l'ensemble isaltéritique, il y a plutôt une exportation de 94 mg/cm³ de fer par rapport à la roche.

Le fer est fortement accumulé dans l'ensemble cuirassé de l'amont de l'interfluve. Le vanadium, le chrome et le niobium sont enrichis dans ces ensembles. Par contre, cette cuirasse est le lieu de lessivage, mais modéré de Zr, Ce, Nd et La. Une faible quantité de fer est remobilisée pour la formation des ensembles altéritiques de base et argileux meuble supérieur.

IV – APPORT DE LA GEOCHIMIE A L'ETUDE DES SOLS DE MEYOMESSALA

Sur le plan géochimique, les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants sont nettement différenciées les unes des autres et aussi des vieilles cuirasses ferrugineuses en dégradation. Le bilan géochimique permet de mieux quantifier le mouvement de ces éléments.

Les cuirasses ferrugineuses de la zone forestière humide sont anciennes (Beauvais et Tardy, 1991 ; Bitom et Volkoff, 1993 ; Tardy, 1993). Le fer est fortement accumulé dans l'ensemble cuirassé en amont de l'interfluve. Dans le site de Meyomessala, les processus de ce cuirassement ancien ont contribué à une forte accumulation du V, Al, Ga, Ni et Nb, une lixiviation, mais modérée de Co, Ce, Pb, Rb, Y et Zr. La dégradation et le démantèlement de cette cuirasse sont subactuelles, contribuent à la mise en place des ensembles argileux meubles supérieurs et des ensembles altéritiques de la base des profils. Une faible quantité de fer est remobilisée pour la formation de ces horizons, l'essentiel du fer contribuant aux accumulations actuelles de bas de versants (Temgoua et al., 2002a).

Sur pente forte, l'accumulation des métaux tels que le fer provoque une expansion de près de 35% au sein des noyaux ferrugineux de l'argile tachetée. Ces noyaux ferrugineux concentrent le fer 800 fois plus que la roche, 8 fois plus de fer que la carapace vacuolaire bariolée de pente faible, autant de fois ou légèrement plus que la carapace massive tachetée de pente moyenne. L'accumulation du fer est accompagnée par celle des éléments suivants : Ga, Al, V, Cr, Nb et Co ; par contre Sr, Ba, Rb, Zn, Cu, Ni, Ce, Nd, La et P y sont exportés.

Sur pente moyenne, à la base des profils, se trouve de l'argile gris jaune. Celle – ci connaît l'accumulation de Al, Ga, Nd, Nb et Ni. Les autres éléments sont exportés. Vers le haut dans l'argile bariolée, le fer s'accumule de près de 20% par rapport à la roche ; il est accompagné par Cr, V, Al, Ga, Nb et Nd ; Ni y est exporté, en plus des autres éléments. Vers le haut dans la carapace massive bariolée, l'accumulation du fer est 100 fois supérieure à celle de la roche et s'accompagne des mêmes éléments Al, Ga, Cr et V ; Nd et Nb sont libérés du système. Dans la carapace massive tachetée supérieure, les importations de fer sont de 700%, le Co rejoint le groupe et s'accumule avec Al, Ga, Cr et V au côté du fer. Au sein des accumulations ferrugineuses

actuelles de pente moyenne, les importations de vanadium et du chrome augmentent progressivement de bas en haut des profils tandis que Al et Ga s'accumulent de moins en moins vers le haut. Les autres éléments sont tous exportés. Quatre caractéristiques majeures pour cette séquence : (1) accumulation progressive du fer, dans les structures lithologiques, de l'argile gris jaune de base aux carapaces massives sus-jacentes, (2) affinité entre le fer, Al, Ga, V, Cr, Nb et Co, (3) forte accumulation de l'aluminium et du gallium vers la base des profils dans l'argile grise, (4) faibles teneurs en fer libre et en fer amorphe dans les carapaces massives par rapport aux faciès amont et ceux de pente faible, et faibles rapports Fe_o/Fe_d par rapport à celui de la carapace vacuolaire de pente faible.

Dans les faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants, sur pente faible, le tassement relatif est général dans tous les matériaux. Le rapport Fe_o/Fe_d est plus important ici par rapport à tout l'interfluve. La très grande différence des teneurs en fer entre les faciès de base, pauvres, et la carapace vacuolaire supérieure, riche, l'accumulation des éléments de transition V, Nb et Ni, l'exportation des alcalins et alcalino – terreux Sr, Ba, Zr, Zn, et des LREE (La, Ce et Nd), de la silice et de l'aluminium, les rapports Fe_o/Fe_d les plus élevés caractérisent les accumulations ferrugineuses de bas de versants sur pente faible. Ceci indique d'une part une contribution importante des transferts de l'amont vers l'aval dans la formation des carapaces de bas de versants, d'autre part une nouvelle redistribution du fer lors du remplacement des carapaces massives par les carapaces vacuolaires par progression latérale lors du recul des versants (Temgoua, 2001).

Au total, les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants se caractérisent par de fortes accumulations du fer dans les faciès supérieurs ; cette accumulation de l'ordre de 700% pour la plus grande valeur, reste cependant faible par rapport à celle des faciès cuirassés (1050%) ; les teneurs de fer les plus élevées en bas de versants sont de l'ordre de 40%. Tous ces éléments sont généralement associés aux minéraux qui précipitent dans les horizons ferrugineux soumis aux conditions plus ou moins oxydantes ou hydromorphes (Nahon, 1987 ; Beauvais, 1991). Ces conditions devront être présentées dans le chapitre suivant.

- Chapitre 7 -

FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'INTERFLUVE D'ETUDE

Pour mieux appréhender les processus pédologiques, il est important de connaître la dynamique hydrique du sol. Sans que les mouvements des eaux ne soient étudiés dans leur totalité, un certain nombre d'observations ont été réalisées, qui permettent de comprendre le rôle de l'eau sur la morphologie et l'évolution des différents volumes pédologiques de bas de versants.

Dans une première partie, il sera traité de la pluviométrie et du bilan hydrique ; dans une seconde, seront présentés les nappes, les résurgences, les collecteurs et leurs compositions chimiques, leurs comportements spatial et temporel. Une dernière partie permettra enfin de faire ressortir l'influence des eaux dans la mise en place des séquences d'accumulations ferrugineuses actuelles.

I - PARAMETRES HYDROCLIMATIQUES

A – Quelques caractéristiques climatiques

Les températures moyennes annuelles sont comprises entre 23 et 25°C (tabl. 2.I). Le mois de février est le plus chaud avec 25°C de température moyenne tandis que le mois de juillet est le moins chaud, 22,9°C.

L'amplitude thermique est voisine de 2°C et est caractéristique de la forêt congolaise (Suchel, 1972). Pour l'insolation, on estime à 1500 - 1750 heures d'ensoleillement effectif par an dans le bassin du Dja supérieur. Cet ensoleillement est faible et est rapproché à une saison sèche de courte durée entre juillet et août. L'humidité relative moyenne est comprise entre 64 et 99%. Les minima mensuels sont notés en février ou mars (Olivry, 1986). Toutefois, l'humidité relative reste toujours élevée. L'évaporation Piche moyenne annuelle est d'environ 580 mm. L'évapotranspiration potentielle calculée par la formule de L. Turc est comprise entre 1150 et 1300 mm dans le bassin du Dja.

B – Les précipitations

1 – Variations annuelles

La région de Meyomessala est située à l'intérieur de l'isohyète 1700 mm de précipitations moyennes annuelles. Les valeurs annuelles des précipitations varient entre 1500 et 2000 mm (tabl. A.IX en annexe 6), avec des années sèches rares (environ 1300 mm/an) ; les années humides ont jusqu'à 2000 mm de pluies cumulées.

Le schéma de répartition des précipitations mensuelles se présente sous forme d'une courbe bimodale (fig. 7.1). Les deux périodes humides s'étendent de mars à juin (4 mois) et d'août à novembre (3 à 4 mois). La seconde saison de pluies est la plus abondante et la plus courte. La pluviosité est plus importante au mois d'octobre (300 mm en moyenne) et plus faible en janvier (26 mm).

2 – Variations inter-annuelles

Comme dans toutes les régions tropicales du globe, les variations inter-annuelles des précipitations sont importantes (Tardy, 1993). Les quatre saisons, deux saisons sèches et deux saisons de pluies, alternées, sont toujours bien marquées. Cependant, la distribution et l'intensité des précipitations au sein de ces saisons se présentent souvent de façon très différente. Les écarts les plus courants sont de l'ordre de 250 mm/an mais un écart de 700 à 1000 mm/an est souvent observé à Sangmélina (1952 – 1953), ce qui fait que d'une année à l'autre, la pluviométrie peut varier entre les valeurs proches de 1300 mm pour celle qu'on peut considérer comme une "année sèche" à 2000 mm ou même davantage pour celle humide (tabl. A.IX en annexe 6).

Depuis l'installation de la station en 1934, c'est-à-dire il y a 68 ans à l'an 2002, les précipitations ont généralement varié entre 1400 et 1900 mm de pluies par an ; les plus faibles valeurs comme celles des années 1941, 1955, 1975 étant rarement en dessous de 1200 mm par an ; les plus fortes valeurs sont celles des années

1937, 1945, 1952, 1966 qui sont toutes supérieures à 2000 mm par an.

Une analyse statistique sur 20 années, de 1978 à 1997, montre que :

- L'année 1985, année humide, a 1997 mm de pluies et une période humide de sept mois (fig. 7.1), de très fortes précipitations pendant la première pluie, plus de 200 mm/mois pendant 3 mois. Même pendant les saisons sèches, les précipitations de 1985 ont atteint des valeurs de l'ordre de 57 mm au mois de janvier.
- L'exemple contraire est fourni par l'année 1992, année sèche, avec une pluviométrie cumulée de 1398 mm. Dans ce cas, la saison sèche est très marquée avec le mois de février pratiquement sans pluies (2,5 mm), alors que la moyenne mensuelle des mois de février est

de 37 mm en 20 ans. La particularité de cette année est la faiblesse des valeurs des précipitations durant la grande saison de pluies.

- Au cours de l'année 1996, considérée comme "normale", les précipitations ont atteint une valeur proche de la valeur moyenne sur 20 ans (1658 mm).

Les précipitations de l'année 1997, année au cours de laquelle s'est déroulé le suivi saisonnier des fluctuations de nappes sur le site de Meyomessala, ont été analysées plus en détail. Au cours de cette année, la plus grande hauteur d'eau tombée en 24 heures a été de 57,3 mm le 1^{er} octobre suivie de celle de 56 mm le 20 mai, 53 mm le 20 septembre, 34 mm le 21 juin ; les hauteurs journalières maximales des autres mois sont entre 20 et 30 mm.

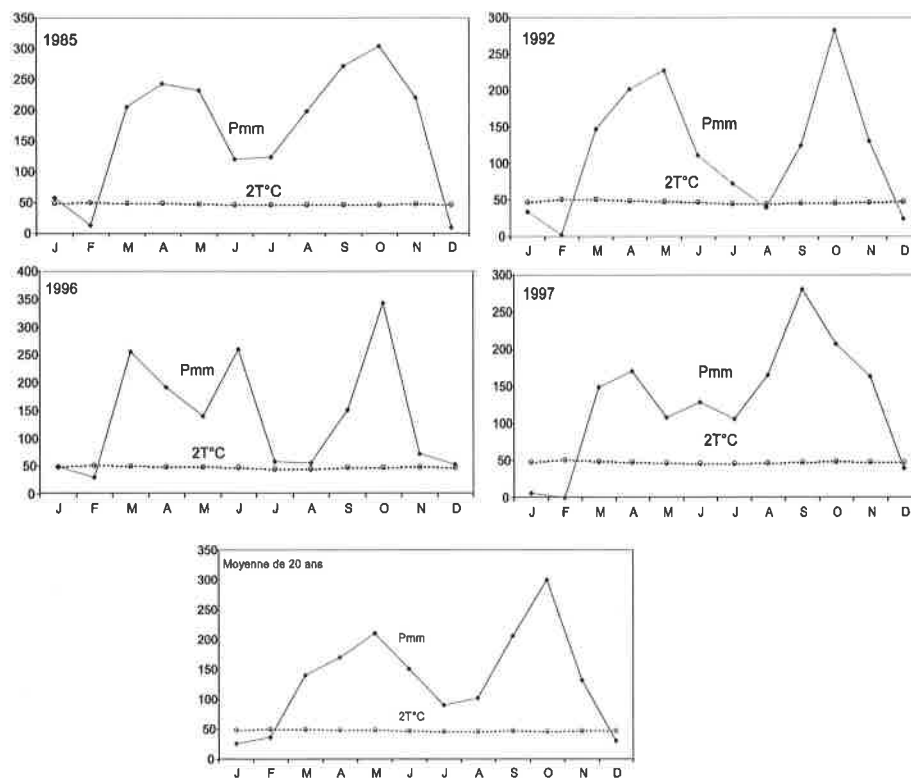


Figure 7.1 : Courbes ombrothermiques de la station de Sangmélina (1978 – 1997). 1985 : année humide, 1992 : année sèche, 1996 : année normale, 1997 : année d'observation.

C – Variation du niveau du Dja

Le site de Meyomessala est drainé par le cours d'eau Ndi ; celui – ci se jette dans le Dja au niveau de la boucle par l'intermédiaire de la Libi (fig. 2.6). Les données présentées portent sur les mesures faites par Olivry (1986) à Somalomo et à Bie, deux stations situées respectivement avant et

après la confluence Dja – Libi (collecteur de Ndi). Le Dja supérieur, en amont de Somalomo, est une zone moins humide. Les deux points de mesure sont distants de 270 m, situés entre les deux principaux affluents du Dja, Lobo et Libi et la différence entre les caractéristiques de leurs eaux est sans aucun doute liée aux apports venant des bassins de ces affluents dont la région de

Meyomessala fait partie. C'est cette différence qui sera présentée comme le reflet des caractéristiques des eaux provenant du site de Meyomessala.

1 – Etude des basses eaux

Le tarissement pur est rarement observé dans ce bassin situé entièrement en zone équatoriale, la saison sèche n'étant jamais tout à fait sèche et la décroissance des débits étant affectée de fréquents sursauts plus ou moins importants dus aux pluies.

L'étiage absolu survient généralement pendant la grande saison sèche ; cependant,

l'occurrence d'observer un étiage absolu pendant la petite saison sèche est loin d'être négligeable. Ainsi pour le Dja à Somalomo, cette occurrence est de 20% et on a ainsi pu observer l'étiage absolu entre le 31 juillet et le 11 septembre cinq fois sur 24 ans (Olivry, 1986) ; pour le Dja à Bie, cet auteur a observé deux étiages absolus sur 7 pendant la petite saison sèche (près de 30%). L'étude statistique des dates d'apparition des étiages de grande saison sèche situe la date moyenne le 11 mars pour le Dja à Somalomo, vers la même époque à Bie (tabl. 7.I).

Tableau 7.I : Date d'apparition de l'étiage absolu pendant la grande saison sèche (d'après Olivry, 1986).

Station	N années	% en petite saison sèche	Moyenne Date	ET Jours	Grande saison sèche		
					Date précoce	Date tardive	Dates extrêmes observées
Dja à Somalomo	27	21%	11 mars	22	11 février	8 avril	13 février – 6 mai
Dja à Bie	7	29%	10 mars				22 février – 18 mars

Pendant la petite saison sèche, l'étiage est le plus souvent observé au mois d'août, exceptionnellement dans la première décade de septembre. Ces étiages absolus sont assez souvent plus forts que ceux de grande saison sèche.

Le Dja a des étiages spécifiques modestes, 2 et 3 l/s.km², par rapport aux autres cours d'eau de la Sangha (Olivry, 1986) ; mais ces valeurs sont des étiages élevés par rapport à ce qui est obtenu au niveau de la Sanaga ou du Nyong (Olivry, 1986 ; Sigha Nkamdjou et al., 1998 ; Ndam, 1998 ; Ndam et al., 1998). Les étiages absolus pour le Dja à Somalomo montrent un débit de 14 m³/s et pour le Dja à Bie, 45 m³/s. La différence entre les deux points d'observation est d'environ 26 m³/s ; elle est à répartir entre les eaux de Lobo et celles de Libi.

2 – Etude des hautes eaux

Les maxima de crue ont toujours été observés pendant la grande saison de pluies. Ils surviennent d'une année à l'autre avec une régularité dans le temps beaucoup plus grande que les étiages absolus et généralement dans la deuxième quinzaine d'octobre.

La plus grande probabilité d'apparition du maximum de crue sur le bassin du Dja se situe vers la fin octobre. Ainsi, la date moyenne sur le Dja à Somalomo est le 27 octobre et la date médiane le 1^{er} novembre ; sur le Dja à Bie, l'échantillon est centré début novembre (tabl. 7.II).

Tableau 7.II : Date d'apparition du maximum annuel de crue (d'après Olivry, 1986).

Station	N années	Moyenne Date	ET jours	Date précoce	Date tardive	Dates extrêmes observées
Dja à Somalomo	25	27 octobre	14	9 octobre	14 novembre	22 septembre – 16 novembre
Dja à Bie	8	1 ^{er} novembre				28 septembre – 18 novembre

Le débit pour le Dja à Somalomo, de la crue décennale montre un maximum de 217 m³/s (tabl. 7.III) et de la crue centennale, une valeur de 276 m³/s. Pour le Dja à Bie, le maximum moyen

est à 560 m³/s (tabl. 7.III), le maximum décennal à 635 m³/s. On note ainsi un minimum de 350 m³/s d'ajout, provenant de Lobo et Libi, donc du secteur de Meyomessala.

Tableau 7.III : Débits moyens mensuels en m³/s (1954 – 1981).

Station du Dja	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
à Somalomo	39,3	27,6	38,3	47,8	65,1	71,7	51,3	45,7	79,7	132	124	68,1
à Bie	105	83	87	149	210	219	155	114	247	414	436	203

D – Qualité des eaux du Dja et érosion hydrique dans la région

Les données sur la qualité des eaux du Dja et l'érosion hydrique sont extraites des travaux de Sigha-Nkamdjou (1993). Les données isotopiques indiquent une faible évaporation et une bonne homogénéisation des eaux. Les apports atmosphériques sont relativement importants (8 t./km²/an), en raison de fortes précipitations ; le chimisme des précipitations montre de faibles teneurs en éléments marins. Le faciès chimique des eaux est bicarbonaté calco-magnésien. La conductivité de ces eaux augmente des nappes aux sources puis aux grands collecteurs (Braun et al., 1998a) ; ces derniers exportent par ordre d'importance décroissante Si, Ca, Na, Mg et K. L'acquisition de cette signature chimique se fait dès l'unité fonctionnelle élémentaire. L'analyse hydrochimique montre une prédominance de l'altération (17,5 t./km²/an de matière dissoute exportée) sur l'érosion mécanique (11,5 t./km²/an). L'épaisseur moyenne de sol décapé, est estimée à 8,8 µm/an, soit 8,8 mm en 1000 ans et permet de situer le Dja parmi les bassins qui résistent le mieux à l'érosion mécanique à l'échelle planétaire, lié à son couvert végétal dense.

E – Bilan hydrique

Un bilan hydrique approximatif pour une végétation forestière est obtenu en considérant le ruissellement entre 1 et 10% (Chauvel, 1977 ; Roose, 1980). A Nsimi, situé à 40 km du site de Meyomessala, Braun et al. (1998a) ont estimé le ruissellement entre 10 et 20% des précipitations durant la grande saison des pluies, ce qui semble exagérément surestimé pour une région forestière. En effet, Lelong et Roose (1986) et Gaviria (1993) estiment que le ruissellement est plus important en savane avec un taux de 15% des précipitations. Le ruissellement augmente aussi en zone déficitaire en eau (Roose, 1980). La formule du bilan hydrique est la suivante :

$D = P - (ETR + R)$ dans laquelle D est le drainage, P les précipitations, ETR l'évapotranspiration réelle et R le ruissellement.

Le drainage (D) disponible correspond à l'eau restante des précipitations, une fois que les autres paramètres ont été déduits, et qui va s'infiltrer dans le sol. Cette eau inclut celle qui participe aux écoulements latéraux et à l'infiltration. Pour la région de Meyomessala, on

considère le ruissellement maximal de 10% des précipitations ; les valeurs des paramètres du bilan sont variables dans les fourchettes suivantes : P est compris entre 1400 et 2000 mm (tabl. A.IX en annexe 6), $1150 < ETR < 1300$ mm et $140 < R < 200$ mm, ce qui donne $240 < D < 500$ mm. Le drainage du bassin de l'Oubangui (dans le bassin du Congo dont le Dja fait partie) est de 269 mm pour un ruissellement de 51 mm (Beauvais, 1991).

Suivant les calculs, le drainage dans le bassin du Dja est compris entre 240 et 500 mm par an et représente environ 25% (le quart) de la pluviométrie. *Il apparaît que malgré de fortes valeurs d'évapotranspiration, une quantité importante d'eau percole à travers les sols.*

Toutes les valeurs et variations décrites dans ce chapitre justifient le choix des périodes d'observations sur le site, notamment les mois de descriptions et d'analyses des eaux au cours des différentes saisons de l'année 1997.

II - ETUDE QUANTITATIVE ET QUALITATIVE DES EAUX DES NAPPES, DES SOURCES ET DES PRINCIPAUX EXUTOIRES DU SITE

Des campagnes effectuées pendant les différentes saisons de l'année d'observation (1997) ont permis de déterminer les fluctuations du niveau des nappes, des sources et des cours d'eau dans l'interfluve de Meyomessala. Le toit de la nappe phréatique a été déterminé soit en descendant dans les puits, soit au moyen de sondages à la tarière manuelle, le niveau des cours d'eau et des sources étant mesuré directement en descendant une baguette graduée au fond de l'eau. Les caractéristiques de ces eaux (couleur, hauteur, largeur, vitesse, débit, pH et chimie) ont été déterminées. Quelquefois, le suivi des variations du niveau des cours d'eau a été mensuel ou même journalier au cours d'une campagne, afin d'affiner le schéma de l'évolution de ces cours d'eau.

A – Modalités de prélèvements et d'analyses des eaux

Le prélèvement des eaux a été effectué dans les nappes, les sources et les grands exutoires au cours des quatre saisons de l'année. Les échantillons ont été filtrés sur millipore 0,45 µm sur le terrain et conservés pour les analyses des ions en solution en acidifiant avec l'acide nitrique HNO₃ (2cc/l). Les teneurs en fer, silicium et aluminium ont été analysées par colorimétrie au

spectrophotomètre type CORNING au Laboratoire de Chimie Minérale et Appliquée de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé 1.

B – Les nappes et les sources

Cinq sources sont identifiées et étudiées au niveau du site de Meyomessala ; quatre d'entre elles, SA, SB, SC et SD (fig. 4.3) ont fait l'objet de cette étude, la cinquième (SE) étant difficilement accessible.

1 – Fluctuations des niveaux piézométriques

Les eaux des nappes sont troubles, colorées en rouge orangé ; au repos, ces eaux se décolorent rapidement par décantation des fines (argiles et autres) préalablement en suspension.

a - Séquence sur pente faible

Le niveau de la nappe sur pente faible a été observé dans les puits P4, P16 et dans 8 sondages (fig. 7.2). Le puits P4 a une profondeur de 9,70 m et est situé à 350 m en amont du marécage.

A la fin de la grande saison sèche, dans le puits P4, ainsi que dans les sondages S6 et S4 de 5,30 m chacun et situés respectivement à 50 et à 150 m en aval du puits P4 (fig. 7.2), sur une pente

d'environ 5%, la nappe n'est pas aperçue. Dans le puits P16, situé à 250 m en aval du puits P4, le toit de la nappe est à 5 m de profondeur. Le toit de la nappe est à 1 m de profondeur en bordure du marécage (S1) et à 0,05 m dans le marécage, ce dernier niveau correspondant à la hauteur du filet d'eau du collecteur Zembe en aval de la séquence.

Pendant la petite saison de pluies, la nappe remonte progressivement vers le haut des profils. A la fin de cette saison, au mois de juin, le toit de la nappe est situé à 8,8 m dans le puits P4 ; la remontée est de 34 cm dans le sondage S44 et de 20 cm dans le sondage S1 en bordure du marécage.

Pendant la petite saison sèche, l'évolution du toit de la nappe n'est pas identique à celle observée pendant la saison précédente. En effet, on note, avec une amplitude plus faible, un rabattement de 20 cm en amont (P4) et une remontée de 10 cm en aval (S1), tandis que le niveau du cours d'eau Zembe continue de remonter.

Pendant la grande saison de pluies, le toit de la nappe remonte tout au long de la séquence et atteint 8,10 m de profondeur en amont, 4,30 m sur P16, 0,70 m sur S1, soit une amplitude totale de 30 cm à plus de 1,60 m de l'amont vers l'aval.

L'allure générale du toit de la nappe le long de la séquence sur pente faible est schématisé sur la figure 7.2.

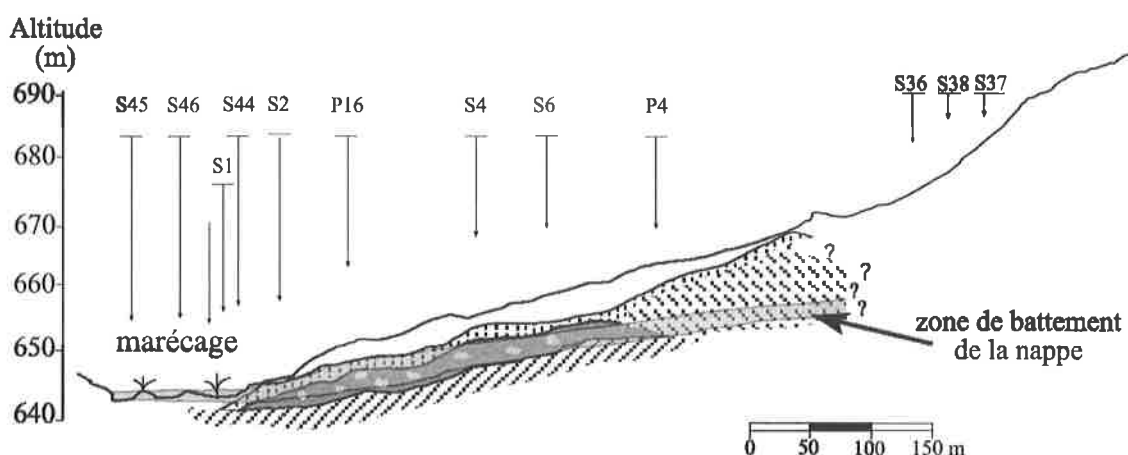


Figure 7.2 : Fluctuations saisonnières de la nappe permanente en bas de versant sur pente faible.

Le toit de la nappe calque la surface topographique jusqu'en bordure du marécage où il se rapproche rapidement de cette surface pour constituer le cours d'eau Zembe dans la zone marécageuse.

De la fin de la grande saison sèche à la fin de la petite saison sèche, de février à juillet donc, il y a alimentation de l'aval par l'amont. Le rabattement de la cote de la nappe amont témoigne d'un manque d'alimentation de ce

niveau, doublé d'un écoulement latéral. Pendant cette période, il tombe environ 556 mm d'eau dans la région, mais ces précipitations sont entièrement ruisselées ou absorbées par le sol ; il n'y a donc pas d'infiltration jusqu'à la nappe dont l'alimentation se fait uniquement pendant les saisons de pluies.

b - Séquence sur pente moyenne

Le long de la séquence sur pente moyenne, le niveau de la nappe a été mesuré dans le puits P6 de 14 m de profondeur, situé à 155 m de la source SA, ainsi que dans 5 sondages.

Pendant la grande saison de pluies, le toit de la nappe se trouve à 10,30 m de profondeur

dans le puits P6 (fig. 7.3) mais seulement à 1 m dans le sondage S41 situé 115 m plus loin à l'aval, le long d'une pente de l'ordre de 33%. Le sondage S41 se trouve à 15 m en amont de la source SA.

A la fin de la grande saison sèche, le toit de la nappe est à 140 cm dans le sondage S41.

Pendant la petite saison de pluies, la nappe n'est pas aperçue dans le puits P6 de 14 m de profondeur ; cependant, le toit de la nappe est remonté dans le sondage S41 de 20 cm (toit de la nappe à 120 cm).

Pendant la petite saison sèche, la nappe reste absente en amont de la pente moyenne (P6). En aval cependant le toit de la nappe se rabat de 30 cm dans le sondage S41 à la fin de la saison.

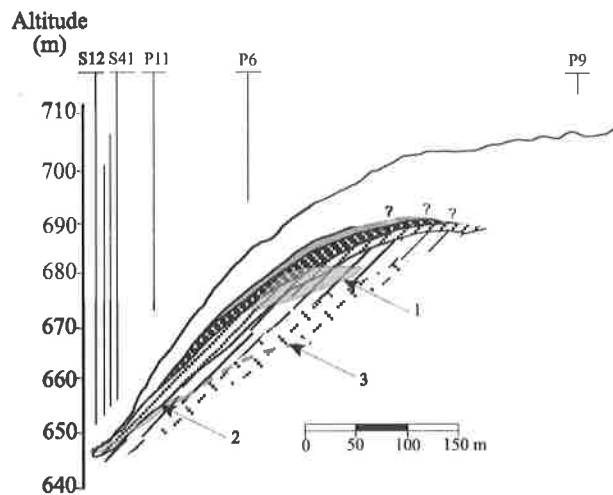


Figure 7.3 : Fluctuations saisonnières de la nappe en bas de versant sur pente moyenne. 1 : nappe perchée temporaire, 2 : nappe permanente, 3 : niveau supposé de la nappe permanente.

Au début de la grande saison de pluies, la nappe n'est pas toujours aperçue en amont de la pente moyenne (P6). Le toit de la nappe s'est relevé de 35 cm dans le sondage S41 par rapport à la petite saison sèche précédente.

L'allure générale du toit de la nappe le long de la séquence est schématisée sur la figure 7.3. En amont, la nappe n'est aperçue qu'à la fin de la grande saison des pluies et pendant la grande saison sèche, en grande profondeur. Cette nappe serait une nappe perchée dans la porosité. Le fonçage du puits a dû provoquer une ouverture et son échappement (J.J. Braun, communication orale). C'est une nappe perchée temporaire (voir § III-B de la page 84).

En aval, le toit de la nappe est proche de la surface et oscille au rythme des saisons. Cette deuxième nappe est permanente.

c - Séquence sur pente forte

Le niveau de la nappe sur pente forte a été mesuré dans le puits P17 et dans le sondage S10, respectivement à 1 m et 5 m en amont de la source SB (fig. 4.3) sur une pente d'environ 50%.

A la fin de la grande saison sèche et pendant la petite saison sèche, l'eau n'a été observée nulle part sur cette séquence.

Pendant la petite saison de pluies, dans le puits P17, le toit de la nappe est à 1,20 m de profondeur. Ce niveau est à 6 m de profondeur dans le sondage S10.

Pendant la grande saison de pluies, le toit de la nappe remonte de près de 50 cm en amont et de 5 à 10 cm en aval, par rapport au niveau observé pendant la petite saison de pluies. Il est à 60 cm de profondeur dans le sondage S23 situé le long du layon L4.

Au niveau des séquences sur pente forte, la nappe est très proche de la surface, à la base des versants et s'approfondit très rapidement vers l'amont des versants. Pour une longueur latérale de 5 m (non horizontale), on note un approfondissement du toit de la nappe de 4,80 m.

d - Sommet de l'interfluve

Au sommet de l'interfluve, dans une fosse de 14 m (P5), le niveau de la nappe n'a été atteint en aucune saison. Cependant, durant la grande saison de pluies et une bonne partie de la grande saison sèche, la nappe apparaît entre 13 et 14 m, pas sous forme d'eau libre mais de matériaux boueux rouge argileux. A la fin de la grande saison sèche, ce matériau boueux est moins humide et logé sur environ 10 cm au-dessus d'un niveau gris limoneux, rouge violacé, moins humide, à taches millimétriques blanchâtres.

La nappe remonte parfois jusqu'au sommet de l'interfluve ; cependant, l'eau serait absorbée par les matériaux argileux.

2 – Fluctuations des sources

Les sources sourdent soit directement en bas du versant comme dans les entailles ouest (SA) et NNE (SB), soit 10 à 20 m en aval dans les entailles SW (SC) et SE (SD). Elles possèdent plusieurs exutoires ; l'eau y jaillit en petits filets.

L'eau des sources est incolore et limpide ; elle transporte en suspension quelques grains de sable fin (quartz translucide). Cette eau ne présente pas de dépôts de fer visibles, mais on observe au niveau des exutoires un matériau sableux renfermant des nodules et des blocs de cuirasse. Ces matériaux ferrugineux sont très indurés et leur surface rugueuse est constituée d'une pellicule jaune diffuse qui tache le sable.

A la fin de la grande saison sèche, au niveau de toutes les sources, en dehors du filet d'eau courante, de petites étendues d'eau stagnante (mares) d'une vingtaine de centimètres carré sont observées dans la boue. Ces mares ont une coloration brun verdâtre avec une fine couche d'aspect huileux en surface (matière organique ??).

Pendant la petite saison de pluies, on note une légère augmentation des quantités d'eau au niveau des sources SA, SB et SC où les mares sont devenues plus réduites. La largeur des filets d'eau passe de 1 à 2 cm pour une hauteur d'environ 1 cm et une vitesse de 10 cm/s, soit un débit évoluant de 10 à 20 cm³/s. Au niveau de la source SD, la quantité d'eau augmente fortement pendant la petite saison de pluies et les mares disparaissent ; les caractéristiques au point de mesure donne 36 cm de largeur, 4 cm de hauteur et environ 4 cm/s de vitesse, soit un débit de 576 cm³/s.

3 - Compositions chimiques des eaux

a - Les eaux de la nappe sur pente moyenne

Elles sont troubles, colorées en rouge orangé. Elles se décantent rapidement au repos. Elles montrent les plus faibles concentrations d'éléments chimiques (tabl. A.VIII en annexe 6). Au cours des saisons d'existence de cette nappe (grande saison de pluies et début grande saison sèche suivante), la teneur en silicium avoisine 7 mg/l, tandis que les teneurs en fer et en aluminium sont inférieures à 0,03 mg/l. Ces teneurs sont inférieures à la moyenne des nappes de l'interfluve. La conductivité est également faible, autour de 0,03 mS/cm. Le pH est de 5 à 5,8.

b - Les eaux de nappes sur pentes faible et forte

Sur pente faible, non loin des larges marécages (P16), les eaux de nappes montrent les concentrations en fer comprises entre 0,5 et 1 mg/l (tabl. A.VIII en annexe 6) ; la teneur en aluminium est de 0,8 mg/l pendant la petite saison sèche mais monte à 0,9 mg/l pendant la grande saison de pluies ; le silicium est autour de 16 mg/l. Ces teneurs en fer, en Al et en Si sont supérieures à la moyenne des teneurs obtenues dans les nappes de l'interfluve (tabl. A.VIII en annexe 6). Le pH est de 5,8 et la conductivité 0,028 mS/cm.

Sur pente forte (P17), les teneurs en fer et en silicium sont respectivement de 0,3 et 13 mg/l (tabl. A.VIII en annexe 6) ; les teneurs en aluminium par contre sont plus faibles que celles obtenues sur pente faible (environ 0,3 mg/l).

c - Les eaux des sources

Elles sont caractérisées par une grande limpidité ; le pH moyen est de 4,8 à 5,4 (tabl. A.VIII en annexe 6). Les teneurs en fer en solution sont variables mais toutes inférieures à 1 mg/l ; elles sont plus importantes pendant la petite saison sèche (septembre) que pendant la petite saison de pluies (juin) ; durant la grande saison sèche, on a les plus fortes teneurs en fer. Les eaux des sources sur pente moyenne sont plus concentrées en fer que celles sur pente forte (tabl. A.VIII en annexe 6), sauf pendant la petite saison de pluies où le phénomène est inverse.

Les teneurs en aluminium sont inférieures à 0,5 mg/l ; les plus faibles valeurs sont obtenues durant la grande saison sèche.

Les teneurs en silicium sont très variables et vont jusqu'à 13 mg/l. Les teneurs les plus élevées sont obtenues dans les eaux de pente forte et pendant la petite saison de pluies (juin). Les teneurs en silicium sur pente moyenne sont comprises entre 4 et 5 mg/l.

C – Les eaux des grands collecteurs du site

Deux grands collecteurs, Ndi et Zembe, bordent l'interfluve au Nord et au Sud respectivement (fig. 4.8).

1 – Fluctuations des niveaux des eaux superficielles

a - Le cours d'eau Ndi

A la fin de la grande saison sèche, le Ndi n'existe qu'en petites mares reliées par de fins filets d'eau.

Pendant la petite saison de pluies, la quantité d'eau augmente considérablement ; le cours d'eau Ndi regroupe les caractéristiques moyennes : hauteur 15 cm, largeur 3 m, vitesse 10 cm/s, soit un débit de 0,045 m³/s. L'eau reste trouble, légèrement colorée en gris ; elle circule

en petits filets interconnectés dans le marécage, séparés par des touffes de raphia.

Pendant la petite saison sèche, le cours d'eau Ndi regroupe les caractéristiques suivantes: hauteur 22 cm, largeur 480 cm, vitesse 15 cm/s, soit un débit de 0,17 m³/s ; le pH est compris entre 5,8 et 6,0 ; l'eau est encore trouble, colorée en brun. Ces caractéristiques montrent, contrairement à ce qu'on aurait pu croire, une nette augmentation du niveau du cours d'eau Ndi pendant la petite saison sèche, par rapport à la petite saison de pluies.

Pendant la grande saison de pluies, le cours d'eau Ndi s'élève considérablement au point d'envahir toute la large surface marécageuse, avec une hauteur d'environ 50 cm pendant les grandes crues.

b - Le cours d'eau Zembe

L'eau de la Zembe est trouble, légèrement colorée en brun verdâtre. Les caractéristiques au niveau de la piste villageoise sont résumées dans le tableau 7.IV.

Le cours d'eau Zembe a une hauteur maximale de 40 cm, une largeur de 12 m et une vitesse d'environ 24 cm/s, débit de 1,2 m³/s, caractéristiques observées pendant la grande saison des pluies.

A la fin de la grande saison sèche, ce cours d'eau est très réduit, avec une hauteur de 4 à 5 cm, une largeur de 30 à 50 cm. La pente faible des marécages réduit davantage la vitesse de ce cours d'eau par rapport à celle des sources, ce qui favorise l'implantation des barrages de pêche par les populations.

Le niveau de ce cours d'eau est très faible durant la grande saison sèche. L'évolution devient sensible avec la venue des premières pluies de la petite saison des pluies et est marquée par la remontée brutale des eaux ; cependant, lorsque la pluie cesse, la baisse du niveau de l'eau est aussi brutale avec un rythme de près de 4 cm par jour comme il a été constaté les 13 et 14 juin.

Tableau 7.IV : Moyennes des caractéristiques du cours d'eau Zembe au cours des saisons.

	Largeur (cm)	Hauteur (cm)	Vitesse (cm/s)	Débites (m ³ /s)
Grande saison sèche (février/mars)	40	5	3	0,0006
Petite saison de pluies (avril/mai/juin)	310	20	5	0,031
Petite saison sèche (juillet/août/septembre)	680 à 1040	15 à 37	14 à 25	0,142 à 0,962
Grande saison de pluies (octobre/novembre)	1200	40	24	1,152

Pendant la petite saison sèche, les caractéristiques de Zembe montrent une nette

augmentation du débit par rapport à celui de la saison précédente (tabl. 7.IV) avec des variations

en fonction de la présence et de l'intensité des pluies. Au cours de la campagne, le niveau maximal atteint, 37 cm de hauteur, a été observé 1 heure après une forte pluie (fig. 7.4). Le niveau le plus bas atteint pendant cette saison, 15 cm, a été observé le 27/9/97 après 3 jours sans pluies. Ces caractéristiques montrent un niveau d'eau élevé d'environ 12 cm par rapport à la petite saison de pluies précédente. Sur un autre plan, la remontée du niveau de l'eau est liée à l'intensité de l'averse, à sa durée ainsi qu'au niveau initial avant la pluie (fig. 7.4). Après une pluie, la remontée du niveau d'eau n'est pas immédiate dans la Zembe (fig. 7.4) ; elle apparaît au moins 30 mn après le début de la pluie, est brutale et d'autant plus importante que la hauteur des précipitations est grande.

Pendant la grande saison de pluies, le niveau moyen de l'eau est autour de 40 cm de hauteur. Le ruissellement hypodermique (qui circule sur les 5 premiers centimètres des sols) peut justifier une réponse immédiate du niveau des eaux durant les grands événements pluvieux dans un sol saturé sur pente faible. Le rabattement du niveau d'eau est plus progressif et ce d'autant plus que la hauteur d'eau est faible.

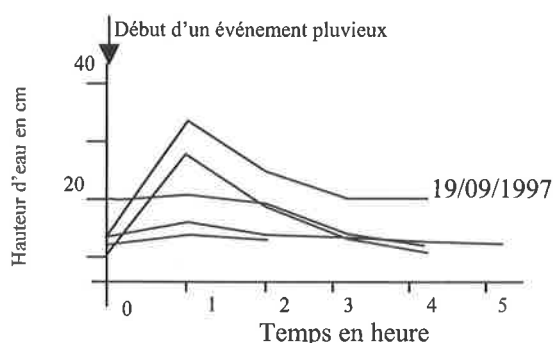


Figure 7.4 : Evolution du niveau du cours d'eau Zembe en fonction des épisodes de pluies au cours de la campagne de terrain de septembre 1997 (petite saison sèche).

2 - Chimie des eaux des grands collecteurs

L'eau du marécage est légèrement colorée en brun verdâtre dans la Zembe et gris dans le Ndi, aussi bien celle des grands exutoires que celle qui stagne dans la boue ; cette dernière a cependant une couleur plus foncée et possède aussi une fine couche d'aspect huileux à sa surface.

Les eaux des deux grands collecteurs du site montrent une teneur en aluminium faible et constante à 0,4 mg/l au cours des différentes saisons (tabl. A.VIII en annexe 6). Les teneurs en

fer varient de 0,8 à 1,5 mg/l ; elles sont plus importantes pendant la grande saison sèche ; les plus basses teneurs sont obtenues pendant la grande saison de pluies. Les teneurs en silicium varient peu au cours de l'année ; elles sont égales à 6 mg/l pour la Zembe et 15 à 20 mg/l pour Ndi.

III – INFLUENCE DES EAUX SUR LA MISE EN PLACE DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES DE BAS DE VERSANTS

A – Cycle des saisons et alimentation des nappes

L'alimentation des nappes est fournie par une pluviométrie annuelle qui oscille entre 1400 et 2000 mm, avec une moyenne inter-annuelle située autour de 1600 mm. Ces précipitations étalées sur deux saisons d'inégale importance, séparées par deux saisons sèches, connaissent à peu près le même rythme au fil des ans. La principale saison sèche couvre la période de décembre à mars. Pendant cette saison, le bilan hydrique reste positif car le tarissement totale n'existe pas sur cet interfluve de zone forestière humide à régime hydrologique équatorial (Olivry, 1986 ; Sigha-Nkamdjou, 1993). La rareté des tarissements dans le bassin du Dja est liée soit aux aquifères importants, soit aux conditions d'humidité de la grande forêt ; les stocks d'eau dans les zones marécageuses et les pluies d'appoint en saison sèche permettent d'observer des débits soutenus.

Les premières pluies du mois de mars n'alimentent pas les nappes ; elles sont directement répercutées sur les écoulements superficiels au niveau des exutoires. C'est à la fin de la petite saison de pluies que la réponse est perceptible sur la remontée du niveau des eaux ; à partir de ce moment, le retard de réponse au niveau des nappes est de l'ordre d'une heure, constaté sur l'interfluve d'étude entre les pluies et les remontées des niveaux piézométriques ; ce retard se répercute sur tout le bassin du Dja, pouvant aller à plus d'un mois entre Somalomo et Bie. En effet, pour 1997, année d'observation, les fortes précipitations sont tombées le 1^{er} octobre ; le maximum des crues se situe entre fin octobre et début novembre dans le cours du Dja, ce qui donne un retard d'environ un mois entre les pluies qui tombent sur l'interfluve et la réponse dans les débits du Dja. Une partie des eaux de pluies sert donc à la recharge des nappes. Cette recharge s'accumule successivement en fonction des pluies cumulées au cours de l'année hydrologique. Elle

est estimée entre 250 et 500 mm des précipitations annuelles. Après les pluies, les eaux retenues par le sol continuent à s'écouler et à alimenter les résurgences. Il a d'ailleurs été montré que les eaux sont toujours jeunes dans les nappes phréatiques de cet écosystème (Djeuda Tchapnga et al., 1999). Ce phénomène de ressuyage est brusque sur pente faible, progressif sur pente moyenne et absent sur pente forte.

B – Mise en évidence d'une nappe perchée temporaire et des nappes permanentes

La première hypothèse de l'étude du fonctionnement des eaux à Meyomessala était d'obtenir le niveau le plus bas de la nappe à la fin de la grande saison sèche, le toit de la nappe devant être plus haut pendant les autres saisons.

Le long de la séquence sur pente moyenne, après la plus longue période sèche de l'année, le toit de la nappe est observé à 10,30 m de profondeur dans le puits P6 en mi - versant. La nappe n'est pas aperçue dans ce puits de 14 m à la fin de la petite saison de pluies (juin) et même au début de la grande saison de pluies. Elle n'a pas été non plus aperçue en amont, dans le puits P5 de 14 m également au cours des deux saisons (grande saison sèche et petite saison de pluies).

La nappe aperçue à la fin de la grande saison de pluies et durant la grande saison sèche est interprétée comme le reliquat d'une nappe formée pendant la grande saison de pluies. Elle est perchée et temporaire. Cette nappe se met en place dans les horizons d'argile gris jaune. D'après les observations de terrain, ces horizons sont apparemment imperméables à leur base ou tout au moins finement poreux. Les analyses granulométriques (tabl. 7.V) montrent dans ces horizons une augmentation continue de la proportion des argiles vers la base.

Tableau 7.V : Analyse granulométrique des horizons sous et au-dessus de la nappe perchée (P6).

Profondeur en cm	% argile	% limons	% sable fin	% sable grossier	TOTAL
900	24	-	20	52	96
950	26	04	19	39	88
1040	30	12	14	35	91

Ces horizons fonctionnent donc comme des sortes d'entonnoirs où l'eau pénètre aisément et en sort difficilement. Le bouchon ainsi formé libère l'eau lentement si bien qu'à la fin de la

grande saison sèche, la nappe demeure mais s'est rabattue de 1,40 m, hauteur correspondant à l'épaisseur de l'argile gris jaune. Pendant la petite saison de pluies qui va suivre, la nappe, de faible épaisseur, devient fugace et est entraînée par les secousses provoquées par les premières gouttes de pluies. Les pluies qui tombent pendant le début de la saison peuvent être violentes ; elles vont donc rompre le plancher imperméable. L'eau qui tombe en ce moment ne s'infiltré pas dans le sol ; elle traverse de manière hypodermique sans être retenue et alimente les rivières, lesquelles "sèchent" immédiatement après la pluie (fig. 7.4). Une nappe temporaire a aussi été observée dans les sols ferrallitiques par Gaviria (1993).

En aval de la séquence sur pente moyenne comme le long de toutes les autres séquences, les nappes observées sont permanentes et fluctuent avec le rythme des précipitations.

C – Relation entre la dynamique des nappes et les matériaux pédologiques

La variabilité de la dynamique de la nappe oriente les matériaux pédologiques. Le niveau de la nappe permanente oscille très sensiblement au rythme des saisons tandis que la nappe perchée est temporaire.

Sur pente faible, le niveau piézométrique est bas pendant la saison sèche très souvent en dessous de l'argile bariolée. A *contrario* en saison humide, en raison de la faible pente et du rapprochement du collecteur Zembe, le niveau d'eau est proche de la surface et les faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles, argile bariolée et carapace vacuolaire bariolée, se retrouvent dans la zone de saturation. Le contraste est alors très important entre la grande saison sèche au cours de laquelle les matériaux s'assèchent complètement et les saisons de pluies d'immersion de ces matériaux. Le dessèchement est drastique pendant la saison sèche et serait à l'origine de la fissuration des argiles à la base de cette séquence.

Sur pente moyenne, les matériaux ne sont jamais saturés en raison de la profondeur de la nappe permanente, jamais secs en raison de la fine porosité qui conserve toujours de l'eau capillaire ; la nappe perchée temporaire est responsable de l'existence d'une frange capillaire qui affecte l'argile bariolée et les carapaces massives. Les profils hydriques les montrent clairement. Les remontées capillaires sont

entretenu pendant une grande partie de l'année par cette nappe perchée temporaire, elle-même s'étant mise en place à la faveur des matériaux à texture fine. Dans la zone de la nappe perchée se trouvent de l'argile gris jaune, de couleur relativement homogène et de structure massive. La zone de remontées capillaires, à humidité modérée, favorise la mise en place des carapaces massives. La zone de fluctuations des eaux capillaires correspond aux matériaux massifs tachetés de la carapace.

Sur pente forte, la nappe permanente est très profonde, et avec la vigueur de la pente, l'influence de la nappe est peu marquée sur les matériaux pédologiques et on retrouve des matériaux à aspects isaltéritiques tels qu'observés en amont de l'interfluve d'étude.

Par rapport aux résultats couramment obtenus dans les milieux tropicaux (Bourrié et al., 1989 ; Grimaldi et al., 1994 ; Viers et al., 1997 ; Braun et al., 1998a), les données de Si et Al obtenues ici sont légèrement plus élevées. A Nsimi par exemple, à 40 km du site de Meyomessala, Viers et al. (1997) obtiennent des

teneurs Al, Fe et Si dans des eaux claires ou colorées de source respectivement entre 0,015 à 0,05 mg/l, $5 \cdot 10^{-4}$ à 0,03 mg/l et 1,7 à 8,7 mg/l. Les teneurs de ces éléments ont certainement été surestimées dans cette étude par la méthode utilisée, notamment le dosage de Al. Malgré ces réserves, il apparaît clair qu'à Meyomessala, les teneurs en fer diminuent des cours d'eau aux sources, puis aux nappes ; la même évolution est notée de la grande saison sèche à la grande saison de pluies. Ces teneurs sont donc plus importantes lorsque le débit est plus faible. La silice est plus importante que le fer et montre des évolutions contraires à ce dernier. Les quantités de silice dans les eaux sont toujours importantes. L'aluminium en solution est toujours faible mais relativement plus importante dans les eaux de nappes. Les études réalisées en Guyane montrent aussi une prédominance des exportations de silice par rapport à l'aluminium et au fer dans les eaux (Grimaldi et al., 1992 et 1994) et une forte concentration relative des exportations pendant la grande sécheresse (Grimaldi, 1988).

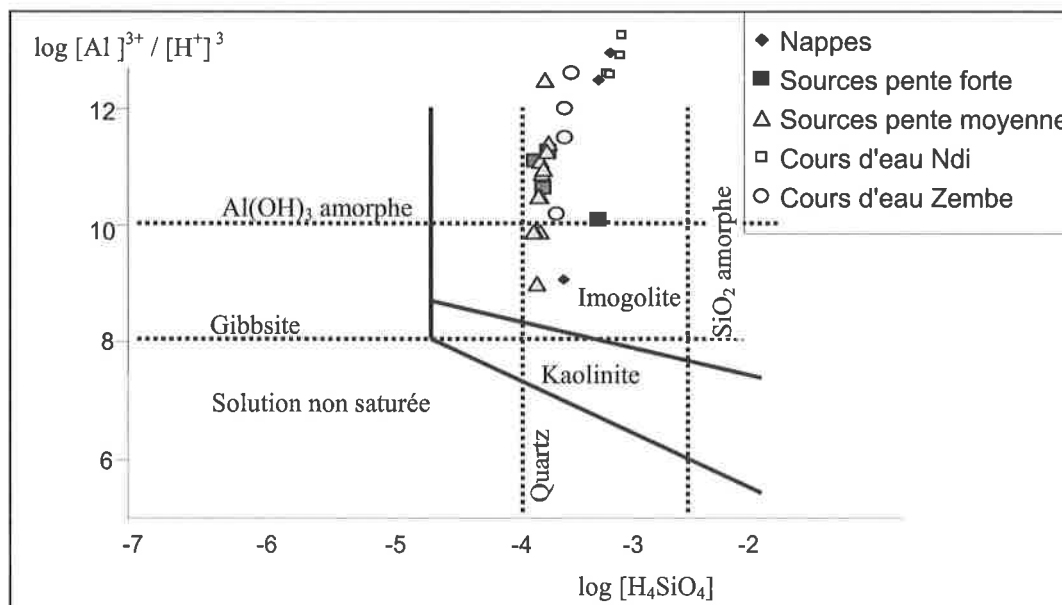


Figure 7.5 : Diagramme de stabilité dans le système Si-Al à 25°C. En supposant tous les éléments libres, les données du tableau A.VIII de l'annexe 6 sont reportées ici (diagramme réalisé à partir des données thermodynamiques de Michard, 1989).

Par ailleurs, les kaolinite et muscovite ont été observées à la base des profils, notamment sur pente moyenne. On peut concevoir un système dans lequel la kaolinite précipite à l'équilibre avec la solution en immobilisant la silice et l'aluminium issus de la dissolution de la

muscovite ou des feldspaths. Pourtant, les données calculées (fig. 7.5) se retrouvent hors de la zone de stabilité de la kaolinite et de la gibbsite. On les retrouve dans la zone des polymères d'aluminium (Bourrié et al., 1989), ce qui veut dire que Al n'est pas contrôlé par la

précipitation de la gibbsite, mais par l'aluminium amorphe. L'Al doit probablement être celui retrouvé substituant le fer dans la goethite. L'exception est donnée par quelques eaux de source et une eau de nappe sur pente moyenne qui se trouvent sous-saturées par rapport à $\text{Al}(\text{OH})_3$ amorphe. Ces eaux sont par ailleurs sursaturées par rapport au quartz, une situation difficile à expliquer. On pourrait cependant penser que les vermicules de kaolinite observés ne seraient pas

cristallisés *in situ* mais que ces solutions riches en silice assureraient la stabilité de la kaolinite (Tardy, 1993) issue d'une transformation des minéraux primaires (Grimaldi et *al.*, 1994) (muscovite et feldspaths).

Par ailleurs, la quantification des exportations chimiques serait importante mais elle reste impossible dans cette étude en raison du nombre d'analyses peu représentatif.

- Chapitre 8 -

CARACTERISTIQUES DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES DE BAS DE VERSANTS DANS LA REGION DE MEYOMESSALA

Les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants de la région de Meyomessala ont été caractérisées sur le plan pétrologique d'après leurs différents faciès observés sur le terrain et au microscope optique, par leur minéralogie et par la composition en éléments majeurs et traces. Elles évoluent progressivement vers un cuirassement de bas de versants. Le but de ce chapitre est de montrer comment se traduisent ces caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques dans l'évolution des accumulations ferrugineuses actuelles en fonction de la valeur de la pente.

I – FACIES DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES DE BAS DE VERSANTS

De la base vers le haut des profils de bas de versants, six principaux faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles sont observés ; ils sont répartis en trois séquences selon que la pente est faible, forte ou moyenne comme le décrivent mes premiers travaux (Temgoua et *al.*, 1999).

Au sein de la couverture pédologique de la région de Meyomessala, sur les bas de versants de pente faible, on distingue de bas en haut : un faciès *argile bariolée* constitué d'un fond gris blanchâtre kaolinitique et quartzitique, d'un réseau de fissures à remplissage, soit rouge violacé goethitique très faiblement induré, soit jaune kaolinitique et goethitique et tendre ; un faciès *carapace vacuolaire bariolée* surmontant directement l'argile bariolée, et s'en distinguant par des domaines plus indurés, organisés en un réseau ferrugineux rouge sombre hématitique et goethitique très induré, par une augmentation de la consistance et par l'apparition des vacuoles à argile meuble. L'*argile tachetée* relaye ces deux faciès vers l'amont de la séquence.

Sur pente forte, l'unique faciès d'accumulations ferrugineuses de bas de versants est représenté par le faciès *argile tachetée* se distinguant de l'ensemble d'altération à la base par un amenuisement des taches rouge violacé, jaunes et blanchâtres et l'existence au sein des taches rouge violacé de petits noyaux ferrugineux hématitiques et goethitiques indurés.

Dans les bas de versants de pente moyenne, on distingue de bas en haut : un faciès *argile gris jaune* homogène à kaolinite, un faciès *argile bariolée* à larges taches, soit rouge violacé goethitiques très faiblement indurées, soit jaunes goethitiques, kaolinitiques et meubles, soit gris blanchâtre kaolinitiques et tendres ; un faciès *carapace massive bariolée* surmontant directement l'argile bariolée, et s'en distinguant par des taches plus indurées (à goethite, hématite et kaolinite), et par une augmentation de la consistance des taches jaunes à brun jaune. Enfin, un faciès *carapace massive tachetée*, se distinguant du matériau carapacé précédent par la réduction des taches blanchâtres et jaunes et l'abondance des taches rouges ; ces dernières tendent à s'organiser en une trame ferrugineuse brun rouge violacé hématitique et goethitique indurée.

II – EVOLUTIONS PETROLOGIQUES DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES DE BAS DE VERSANTS

L'étude pétrographique des différents volumes pédologiques de bas de versants permet de différencier les caractères liés à l'altération et ceux liés aux réorganisations internes des matériaux. Les analyses pétrologiques réalisées au Congo (Muller et *al.*, 1981), en Côte d'Ivoire (Nahon et *al.*, 1977 ; Boulangé, 1984) et au Cameroun (Sarazin et *al.*, 1982 ; Rosello et *al.*, 1982) ont permis à Bocquier et *al.* (1984) de décrire les mécanismes qui régulent la latéritisation. Ces mécanismes qui sont principalement à l'origine de l'accumulation du fer et de l'aluminium, ont été classés en deux catégories selon une terminologie proposée par D'Hoore (1954) : accumulation absolue et accumulation relative. Dans le cas de Meyomessala, le premier est essentiel sur pente faible tandis que le second initie les accumulations sur pente moyenne avant d'être relayé vers le haut des profils par le premier. Deux processus d'accumulations ferrugineuses sont distingués dans cette étude. Il s'agit d'une accumulation par agradation ferrugineuse à partir des domaines lithorelictuels et d'une

accumulation sous forme de précipitations minéralogiques associées à un réseau de fissures.

A – Une accumulation par agradation à partir des domaines lithorelictuels

A la base des profils des séquences de pentes forte et moyenne, proche de la roche granodiorite, l'altération des minéraux primaires est reconnaissable par des amas de quartz et de kaolinite à extinction concomitante et par des reliques de feldspath et de muscovite.

Au sein de l'argile gris jaune, de l'argile bariolée ou de l'argile tachetée, deux fonds matriciels se distinguent : un FM gris blanc argileux et un FM brun jaune cristique. Le quartz et les vermicules de kaolinite sont assemblés par endroits en amas, préservant la structure de la roche. La base des profils reste un milieu oxydant une bonne partie de l'année. Le rapport SiO_2/Al_2O_3 compris entre 1 et 2 et la figure 7.5, montre que ces argiles se retrouvent dans les milieux sursaturés en silice vis-à-vis de la kaolinite (Tardy, 1969 ; Grimaldi, 1988) et du quartz. Dans de telles conditions, la transformation des micas en kaolinite est couramment observée (Grimaldi et al., 1994). Les teneurs en fer sont très faibles et proches de ce qui est obtenu dans la roche (3 – 4% de Fe_2O_3).

Vers le haut des profils, indifféremment du FM, les grains de quartz sont craquelés et partiellement dissous ; les vermicules de kaolinite, de taille avoisinant 1 μm , présentent des ouvertures dans leurs accordéons (fig. 8.1a). Les espaces ouverts sont vides, de petite taille (environ 50 μm). Les premières précipitations de fer dans les domaines gris se font en bordure des vides et des craquelures du quartz, entre les accordéons de la kaolinite aussi, essentiellement sous forme de goethite. Cette précipitation du fer accentue l'ouverture des accordéons de kaolinite (fig. 8.1b). Les voiles ferrugineux diffus jaunissent les matériaux (kaolinite et plasma gris) qui deviennent progressivement brun jaune puis brun rouge. Le plasma brun rouge conserve les structures du plasma de base, à savoir les grandes vermicules de kaolinite. L'accumulation du fer se fait donc dans les plasmas à kaolinite dominante comme c'est le cas pour toutes les arènes tropicales humides (Nahon, 1976 ; Bocquier et al., 1984 ; Tardy, 1993). Les teneurs en fer augmentent et atteignent 8% dans l'argile bariolée sans que ne soient aperçues les signes d'un apport extérieur (pas de cutanes, bilan géochimique du fer négatif dans la plupart des domaines). Cette accumulation du fer est relative ; elle résulte de l'altération des minéraux primaires. Schellmann (1994) explique la forte concentration du fer dans les latérites par de fortes pertes de Si et de Al. D'autres accumulations relatives sont susceptibles de s'opérer durant l'altération des minéraux secondaires (Bocquier et al., 1984).

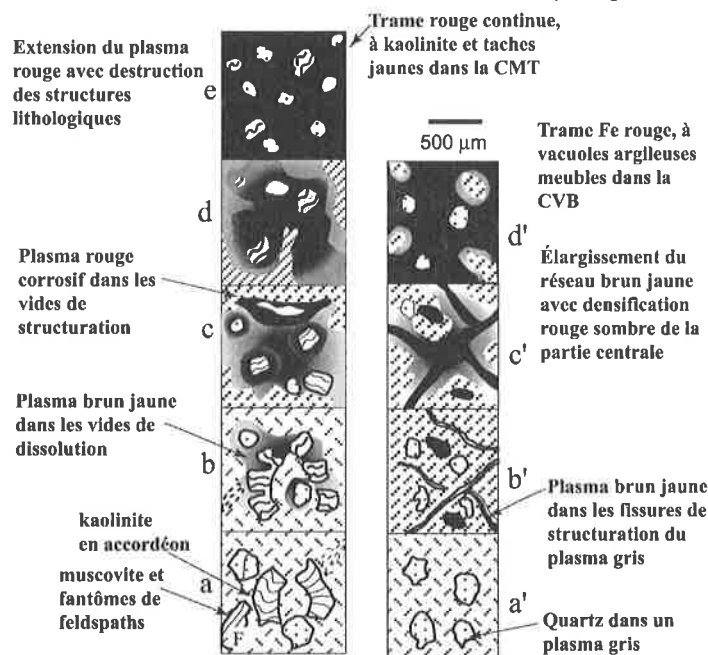


Figure 8.1 : Evolution structurale des accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants sur pente moyenne (de a à e) et sur pente faible (de a' à d').

Avec l'augmentation des teneurs en fer, le voile ferrugineux envahit progressivement tous les domaines initialement quartzitiques et ceux kaoliniques. Ces domaines prennent une teinte brun rouge diffuse et constituent des hallos ferrugineux de taille 200 à 400 μm . L'abondance des cutanes et un bilan géochimique du fer positif montrent que l'accumulation absolue relaye l'accumulation relative. Les hallos ferrugineux vont s'indurer pour donner des nodules au sommet de l'argile tachetée ; la matrice environnante se déferrie et bloque ainsi le processus de cuirassement sur pente forte.

Dans la carapace massive bariolée de pente moyenne, de grandes quantités de fer se concentrent à travers un plasma rouge "corrosif" qui ronge toutes les structures existantes, ne préservant que le quartz (fig. 8.1c). Le plasma brun rougeâtre, conservant toutes les structures de base, y compris les grandes vermicules de kaolinite, n'est plus observé qu'en petits domaines au sein du FM rouge (fig. 8.1d). Sur les bases pétrographiques, un grand nombre d'auteurs admettent que le fer migre et s'accumule de manière absolue (Millot, 1964 ; Nahon, 1976 et 1986 ; Bocquier *et al.*, 1984). Au sein des cutanes qui remplissent les vides, après le dépôt du fer, s'opère une redistribution de celui-ci avec migration puis accumulation dans les zones proches de la matrice du sol. La redistribution serait assurée par les eaux capillaires. L'accumulation absolue, importante et progressive, élève les teneurs en fer à 20% dans la carapace massive bariolée. Les bilans montrent que le fer s'accumule à plus de 100% dans la carapace massive bariolée, soit un apport extérieur de fer de 120 mg/cm^3 .

L'intensification de la ferruginisation par apport de 700% par rapport à la roche provoque la coalescence du plasma rouge jusqu'à formation de la trame continue (fig. 8.1e), n'isolant que quelques vides cernés de matériaux jaunes dans la carapace massive tachetée.

L'induration se passe ici comme dans tous les processus de cuirassement classique, le résultat d'une agradation nodulaire caractéristique des cuirasses ferrugineuses (Nahon, 1976 ; Muller *et al.*, 1981 ; Herbillon et Nahon, 1988). La diffusion du fer se fait de manière centripète, au sein de la kaolinite et des vides. Les vermicules de kaolinite sont plus ou moins fragmentés mais ne disparaissent jamais entièrement.

B – Une accumulation par réseau de fissures

L'accumulation du fer et l'induration apparaissent sur pente faible sous forme d'un réseau débutant par la fissuration des argiles gris blanchâtre de base puis la précipitation de la goethite autour des vides. L'argile bariolée présente un matériau de couleur grise (fig. 8.1a'), de texture argilo-sableuse, essentiellement kaolinique. Cette kaolinite n'est cependant pas visible au microscope optique comme c'est le cas des grands vermicules observés sur pente moyenne ; elle serait de très petite taille. Ces matériaux présentent de nombreuses fissures de dessiccation du plasma argileux. Les fissures, observées à l'échelle du terrain renferment un matériau orangé ; au microscope, elles montrent un plasma jaune goethitique. Exploitant ces fissures, le plasma jaune s'étend en réseau, structurant le matériau gris en agrégats (fig. 8.1b'). Dans ce réseau, le fer s'accumule sous forme amorphe puis de goethite, et de goethite et hématite.

La base des profils est un milieu temporairement réducteur et les dépôts sont alors strictement argileux. Le fort contraste saisonnier de la nappe phréatique dans ce niveau est à l'origine de nombreuses fissures qui accueillent le fer pendant les saisons de pluies. Les voiles ferrugineux remplissent entièrement ou partiellement ces fissures. De nombreux cutanes et ferriargilanes sont observés vers le haut du profil. Que ce soit les voiles ferrugineux ou les cutanes, tous ces matériaux et minéraux sont formés après transfert et dépôt. Cette accumulation absolue se manifeste rapidement (sur de très faibles distances verticales) et de manière importante sur pente faible et est à l'origine de l'augmentation du fer (importation de près de 90 mg/cm^3 de fer).

Dans de tels environnements hydromorphes, les gros cristaux de kaolinite peuvent être dissous et remplacés par une seconde génération de kaolinite de faible cristallinité (Nahon, 1986 ; Muller et Bocquier, 1986 ; Bitom, 1988). Les rapports Fe_o/Fe_d sont élevés et sont caractéristiques des milieux renfermant les solutions Fe^{2+} à oxydation rapide (Schwertmann, 1988). La dissolution de la kaolinite serait liée à la présence du Fe^{2+} en solution (Ambrosi *et al.*, 1986), c'est-à-dire durant les saisons de pluies.

Vers le haut des profils, au sommet de l'argile bariolée, l'accumulation du fer devient plus importante ; le réseau brun jaune s'élargit et envahit progressivement les agrégats gris

blanchâtre (fig. 8.1c'), transformant ces derniers de l'extérieur vers le centre en agrégats jaunes, brun jaune puis rouge sombre. Le plasma rouge sombre est semblable à celui de la carapace massive tachetée de pente moyenne (fig. 5.5 et 5.16). Le réseau ferrugineux isole des volumes gris non ferruginisés, argileux qui demeurent meubles. On a donc deux types de domaines : un domaine riche en quartz et prédisposé au lessivage et des domaines rouge sombre dans lesquels le fer s'accumule. Avec la remontée des eaux en saison humide, les agrégats peu ferrugineux sont lixiviés. Il se forme des vacuoles ; ce qui donne à la carapace bariolée un caractère vacuolaire (fig. 8.1d'). La bordure du réseau maintient des revêtements jaunes goethitiques qui semblent poursuivre l'agradation du réseau ferrugineux. Un tel mode d'induration a été décrit dans les cuirasses de nappe par Podwojewski et Bourdon (1996), les réseaux indurés exploitant les filaments racinaires.

III – MOBILITE DES ELEMENTS DANS LES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES DE BAS DE VERSANTS

A - Introduction

Cette étude, après celles de Rambaud (1969), Beauvais (1991) et Braun (1991) est l'un des rares travaux portant l'attention aux éléments traces dans les sols latéritiques de l'Afrique Centrale. Les travaux de Rambaud portent sur le comportement en général des éléments traces dans ces sols. Braun a étudié les REE dans un

gneiss de l'Est Cameroun ; Beauvais s'est occupé des éléments traces et REE dans les faciès cuirassés en Centrafrique. Outre les différences pétrographiques, les profils pédologiques se différencient à travers des variations de comportement des éléments chimiques, notamment les formes du fer, le fractionnement des éléments majeurs et traces.

B - Fe et Al dans les accumulations ferrugineuses de bas de versants

Sur le plan géochimique, les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants se caractérisent par une importante accumulation du fer dans les faciès supérieurs. Le bilan du fer est peu discriminant (fig. 8.2) et ne permet pas à lui seul d'expliquer les transformations observées dans différents faciès.

Le bilan de l'Al (fig. 8.2) permet de noter que les faciès de pente moyenne sont caractérisés par une expansion et un gain en aluminium tandis que les faciès de pente faible connaissent un tassement et une perte en Al (exception dans le HFT). L'explication viendrait du fait que la kaolinite soit conservée dans le premier cas et dissoute sous pente faible, puis l'aluminium mis en solution dans la nappe. Sur pente faible, et par rapport aux autres séquences, la silice et l'aluminium sont en grande quantité relative dans la nappe mais en quantité moindre dans le sol. Le fractionnement des autres éléments majeurs et des éléments traces peut permettre d'autres raisonnements similaires.

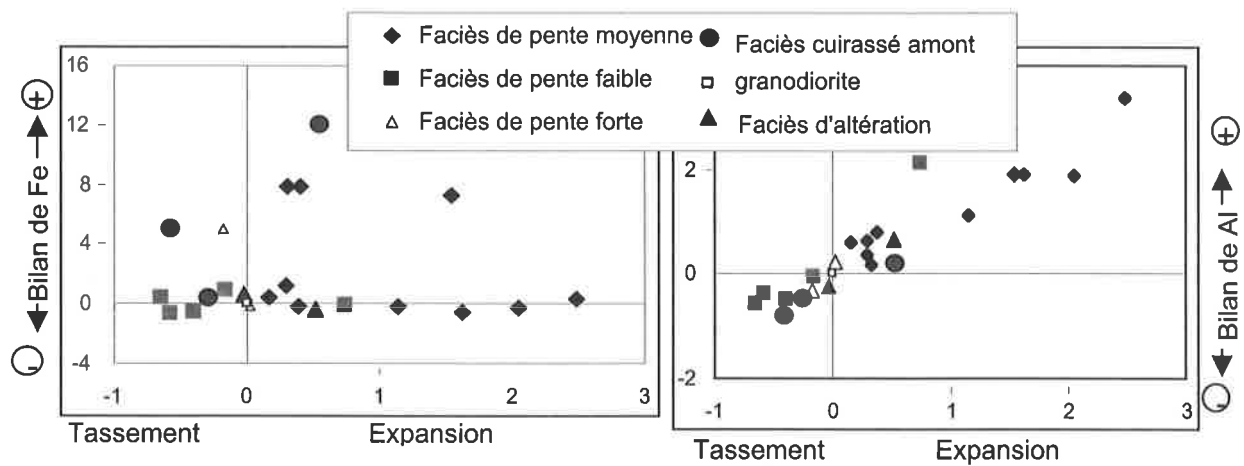


Figure 8.2 : Bilan du fer et de l'aluminium par rapport à la déformation des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles.

C – Fractionnement des éléments traces

1 - Altération du granodiorite

L'échantillon de granodiorite est bien pourvu en éléments alcalino – terreux et terres rares légères. Son altération se fait avec une lixiviation de ces éléments sans distinction de pente (fig. 8.3). Les matériaux ferrugineux perdent les signatures en alcalins et alcalino-terreux de la roche. Le comportement des éléments de transition (fig. 8.4) montrent une pauvreté en ces éléments tant dans la roche que dans les niveaux de base des profils. Le bilan géochimique permet de mieux quantifier le mouvement de ces éléments. Les proportions de transfert permettent de ressortir l'ordre de mobilité des éléments dans les différents niveaux d'accumulations ferrugineuses de bas de versants.

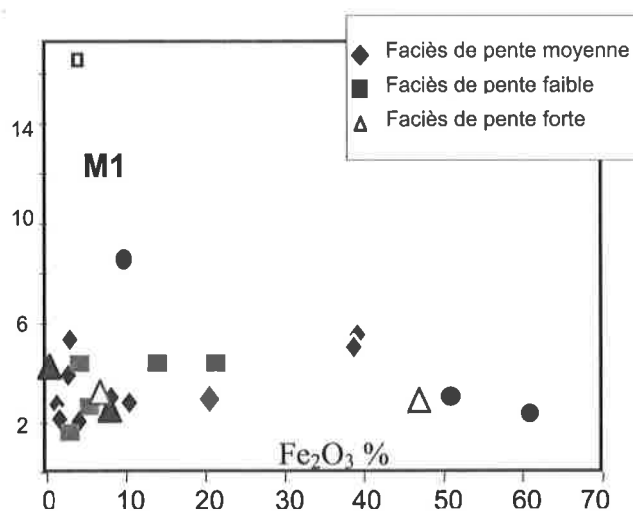


Figure 8.3 : Teneurs des éléments alcalino-terreux et des LREE comparées au fer dans les différents faciès ferrugineux et dans la roche à Meyomessala
 $M1 = (Sr + Ba + Y + Zr + La + Ce)/100$ (ppm)

C'est ainsi que le fer s'accumule de plus en plus vers le haut des profils, jusqu'à 90% dans la carapace vacuolaire bariolée par rapport à la roche. Seul 0,6-0,9% de fer précipite sous forme amorphe tandis que 10 - 20% d'aluminium continuent de précipiter sous cette forme. Les alcalins et les alcalino-terreux, Si et Al et dans une moindre mesure les terres rares légères (Ce, Nd et La) sont exportés (tabl. 8.I, éq. 3). La présence de Mn est exclusive au sein des domaines ferrugineux. La très grande différence des teneurs en fer entre les faciès de base, pauvres, et la carapace vacuolaire supérieure,

2 - Mobilité des éléments dans les faciès de pente faible

Sur pente faible, on note le départ des alcalino – terreux et de la silice dans l'argile gris verdâtre de la base des profils et dans les domaines rouges de l'argile bariolée (tabl. 8.I éq. 1).

Les zones d'accumulations du fer montrent de fortes teneurs en éléments de transition Nb et Ni (fig. 8.5A). Les précipitations de fer se font entre 0,9 et 1,8% sous forme amorphe. Elles évolueraient ensuite en ferriargilanes. L'hydromorphie, durant la saison de pluies, solubiliserait les argiles kaolinitiques ; la silice et les autres cations seraient ainsi lixiviés par les solutions du sol. Les lixiviations libèrent des espaces pour la précipitation prochaine du fer (Chiquet et al., 2000). La répétition du phénomène est à l'origine d'importantes accumulations dans la carapace vacuolaire bariolée supérieure.

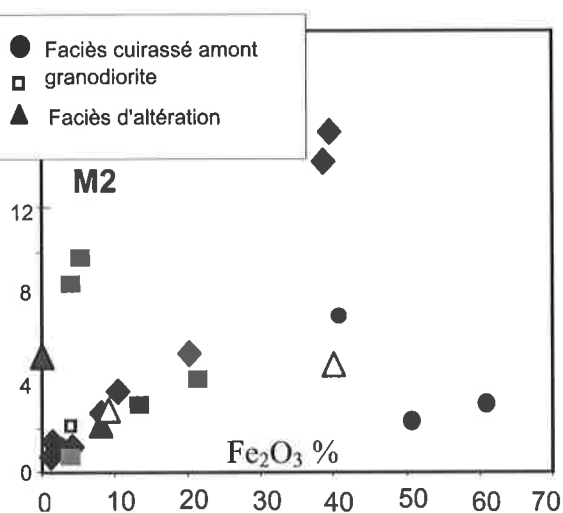


Figure 8.4 : Teneurs des éléments de transition comparées au fer dans les différents faciès ferrugineux et dans la roche à Meyomessala
 $M2 = (V + Ni + Mn + Co + Cu + Cr)/100$ (ppm)

riche, explique son accumulation exclusivement de manière absolue sur cette séquence. Certaines zones pauvres en fer montrent de fortes teneurs en éléments de transition V et Cr (fig. 8.4 et 8.5B). Aucune corrélation n'existe entre le fer et Zn, Cu (fig. 8.5 C), Al, Ga, Na, Ca et Mn. Schellmann (1994), discutant des rapports Al/Fe dans les latérites et les bauxites, affirme que la formation des cuirasses ferrugineuses est caractérisée par une forte lixiviation relative de SiO_2 et de Al_2O_3 . Ici la forte remobilisation des accumulations ferrugineuses est à l'origine de fortes exportations de Al, Si et de la plupart des éléments de

transition dans la carapace vacuolaire bariolée, mais aussi d'une accumulation relative de V, Cr dans les vacuoles (voir aussi Temgoua et al., 2002b).

Tableau 8.I : Ordre de mobilité des éléments au bas de versants de l'interfluve de Meyomessala sur pente faible (1 et 3) et sur pente moyenne (2 et 4)

Lixiviés		Accumulés		
Mn>Sr>K>Ba>Mg>Cu>Cr>Nd>Zn>Co>Si>Y>Fe>Ga>Nb>Al		Ni<Cr<V	(1)	base
Mn>Sr>Mg>La>Zr>Y>Rb>Cr>Ce>K>Cu>Ba>Co>Zn>Fe>Si>V		Ni<Nd<Ga<Nb<Al	(2)	
Sr>K>Mg>Ba>La>Mn>Co>Zn>Ce>Nd>Si>Zr>Ga>Y>Cu>Al		Ni<Nb<Fe<Cr<V	(3)	carapace
Sr>Mg>Zn>K>Rb>Zr>Ba>Nd, Ce, La>Mn>Si>Cu		Ni<Co<Al<Nb<Ga<Fe<Cr<V	(4)	

3 - Mobilité des éléments dans les faciès de pente moyenne

Sur pente moyenne, les éléments alcalino-terreux et les éléments de transition sont très peu abondants dans l'argile gris jaune de base (fig. 8.3 et 8.4). Le bilan géochimique montre que les éléments les moins mobiles (Al, Nb, Ga, Nd et Ni, tabl. 8.I, éq. 2) s'accumulent dans l'argile gris jaune entre 30 et 100 % tandis que Mg et K sont lixiviés entre 30 à 70% ; Mn et Sr, les plus mobiles, sont lixiviés entre 90 et 100%.

Les autres éléments sont aussi exportés. K et Mg sont relativement moins lixiviés sur pente moyenne ; ces éléments seraient substitués

ou adsorbés dans la muscovite et la kaolinite présents à ce niveau. Ce n'est pas le cas par exemple du Rb qui est de plus en plus lixivié avec la ferruginisation (fig. 8.5 D).

La forte accumulation de l'aluminium et du gallium à la base des profils, est en rapport avec l'humidité permanente de ce niveau. L'abondance de l'aluminium au bas des profils a aussi été signalée par Bitom (1988) et Lucas (1989). Comme Jeanroy et al. (1983), Curi et Franzmeier (1984) l'ont proposé, cette aluminium est supposée principalement substituée dans les oxydes de fer à partir de la stabilité Si-Al établie au chapitre 7.

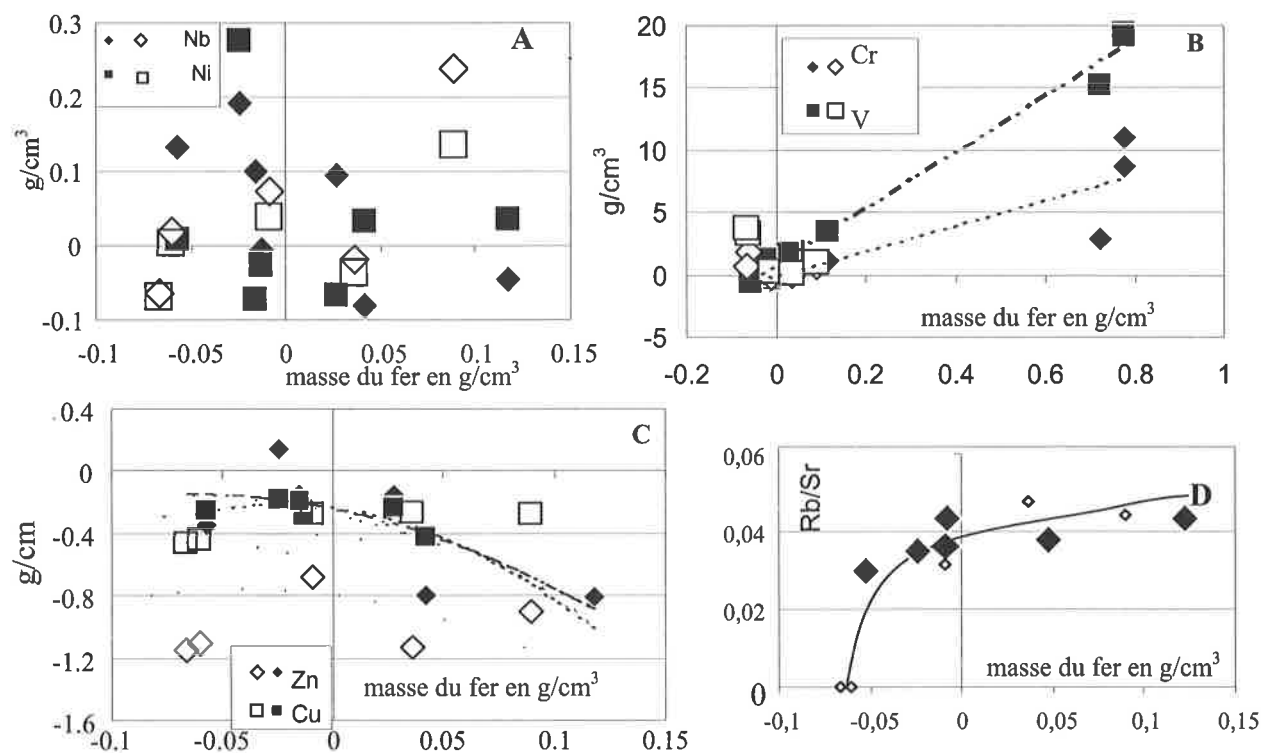


Figure 8.5 : Correlations entre certains éléments traces Pente faible
 Pente moyenne

Dans l'argile bariolée, le fer s'accumule de près de 20% par rapport à la roche ; il est accompagné par Cr, V, Al, Ga, Nb et Nd. Vers le haut dans la carapace massive bariolée, l'accumulation du fer est 100 fois supérieure à celle de la roche et s'accompagne des mêmes éléments Al, Ga, Cr et V. Nd et Nb sont libérés du système, montrant que les minéraux primaires continuent de s'altérer en livrant ces éléments aux solutions du sol. La lixiviation massive de Ba, Ce, Sr et La dans ce niveau reflète la forte altération des micas et de feldspaths (Beauvais et Roquin, 1996).

Dans la carapace massive tachetée supérieure, les importations de fer sont de 700%, avec l'expansion sous forme de nombreux cutanes. Les importations de vanadium et du chrome augmentent progressivement de bas en haut des profils (fig. 8.5 B) tandis que Al, Ga et Nb s'accumulent de moins en moins vers le haut (fig. 8.5 A). Le Co rejoint le groupe et s'accumule avec Ni, Al, Nb, Ga, Cr et V au côté du fer (tabl. 8.I, éq. 4). Zn est plus exporté vers le haut des profils (fig. 8.5 C). Les éléments alcalino-terreux sont relativement plus importants ici qu'à la base et que dans les autres faciès ferrugineux de l'interfluve (fig. 8.3). L'accumulation des éléments de transition avec la ferruginisation est importante (fig. 8.4) ; ces éléments semblent liés aux oxydes de fer qui sont la goethite et l'hématite dans les carapaces massives ; les substitutions de V, Ni et Co ne sont pas encore connues dans l'hématite (tabl. 6.I) ou sont peu courantes pour V et Cr (Beauvais et Colin, 1993) ; ces éléments seraient donc substitués principalement dans la goethite.

Les sommets des profils équatoriaux sont relativement riches en Si, donc relativement pauvres en Al, en raison du recyclage de Si par les plantes (Lucas *et al.*, 1996 ; Lucas, 2001). Là où les complexes organo-metalliques peuvent migrer en dehors du système, il y a aussi départ rapide de l'Al (Eyrolle *et al.*, 1995). Ceci peut bien expliquer que Al, bien que résistant, soit de moins en moins accumulé au sommet des carapaces massives.

Au total, les valeurs des bilans de masse permettent de distinguer 5 groupes d'éléments :

1. V, Nb et Ni s'enrichissent dans tous les faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants ; les teneurs de ces éléments augmentent nettement dans ces faciès de la base vers la surface.

2. Ga, Al, Cr et Co s'associent au fer dans les faciès lithomorphes sur des pentes forte et moyenne ; ils sont lixiviés sur pente faible.

3. Les éléments fortement exportés sont par ordre décroissant Sr, K, Mg, Ba, La, Co, Ce, Nd et Zr sur pente faible, Sr, Mg, Zn, K, Zr, Ba, (Nd, Ce, La) sur pente moyenne.

4. Na et Ca sont exportées et en proportions égales dans tous les niveaux de ces profils.

5. Mg et K sont plus exportés sur pente faible que sur pente moyenne, Mn fait l'inverse.

IV - DATATION RELATIVE DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES DE BAS DE VERSANTS

Une datation relative des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles, basée sur l'évolution du paysage et la comparaison des données (micro)morphologiques, minéralogiques et chimiques, peut être esquissée. Des relations chronologiques entre les différentes formations de sol à partir de leur teneur en éléments traces ont déjà été établies en zone tropicale humide (Braun, 1991 ; Beauvais, 1991). Les principaux éléments des minéraux résiduels (Ti, Zr, Nb...) permettent d'identifier les signatures des roches mères dans les matériaux pédologiques (Boulangé, 1984) ; la même relation n'est pas établie pour les alcalins et les alcalino-terreux qui sont éliminés des sols (Boeglin, 1990 ; Tardy, 1993). Par ailleurs, les oxydes de fer sont de bons indicateurs des conditions actuelles et passées d'altération et de formation des sols (Ségalen, 1964 ; Buurman, 1980 ; Fischer et Schwertmann, 1975 ; Fitzpatrick et Schwertmann, 1982 ; Motta et Kämpf, 1992) en raison de leur stabilité en milieu aérobie (Muggler *et al.*, 2001).

Les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants de la région de Meyomessala, notamment les faciès les plus développés des différentes séquences, peuvent être classées dans l'ordre suivant, des faciès les plus anciennement mis en place aux plus jeunes, en carapace vacuolaire bariolée – carapace massive tachetée – argiles tachetées. Cette hypothèse est fondée sur la base d'un enfoncement progressif des versants (voir chapitre 9, § IV), confortée par l'induration plus poussée des matériaux dans la carapace vacuolaire. Sur le terrain, les entailles présentent, dès les têtes de sources donc à leur phase débutante, des versants à pentes fortes ; sous ces versants se forment de l'argile tachetée par

agradation ferrugineuse à partir des domaines lithorelictuels. Avec la progression des têtes de sources, les pentes deviennent moyennes. Par le même processus d'induration, les carapaces massives relayent l'argile tachetée par agradation des noyaux ferrugineux. Lorsque la pente devient faible, le niveau de la nappe se rapproche de la surface. Les domaines rouge sombre des carapaces massive et vacuolaire sont très semblables sur le plan (micro)morphologique. Il est possible que les mouvements de nappe effacent les lithoreliques dans l'argile bariolée et renouvellent partiellement les carapaces. Les mouvements de nappe en bas de versants assurant le rajeunissement des horizons sont couramment déclarés (Tardy et al., 1988b ; Mazaltarim, 1989 ; Beauvais et Colin, 1993). C'est alors à travers un réseau de fissures que de nouvelles imprégnations ferrugineuses affectent la carapace massive pour former la carapace vacuolaire bariolée. Ces trois faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants peuvent bien être retrouvés en bordure d'un même thalweg dans la succession argile tachetée - carapace massive - carapace vacuolaire, d'amont vers l'aval.

L'argile tachetée et les carapaces de pentes forte et moyenne ont à leur base des milieux d'altération où la formation de la kaolinite marque la forte activité de la silice (Schwertmann, 1985) et la faible activité de l'aluminium (Schwertmann et Kämpf, 1985). Seule la kaolinite de ces séquences a été identifiée au microscope optique alors que les diffractogrammes de RX présentent de la kaolinite partout. Vers le haut de ces profils, l'aluminium est de plus en plus substitué dans les oxydes de fer. Cette augmentation du taux de substitution en Al est couramment notée dans les profils de cuirassement (Mazaltarim, 1989 ; Beauvais, 1991 ; Tardy, 1993).

La séquence de pente faible se met en place dans un environnement où l'alternance entre les conditions d'oxydation et de réduction opère ; celle-ci a pour conséquence la destruction de la kaolinite (Ambrosi, 1984 ; Fonte et Weed, 1991). La kaolinite de la carapace vacuolaire serait donc très fine et issue d'une recristallisation (Tardy et Nahon, 1985). Par ailleurs, ce milieu renferme relativement peu d'aluminium et de silicium, à un pH entre 5 et 6. Etant donné que la goéthite de milieu hydromorphe a généralement des faibles taux de substitution en aluminium (Tardy et Nahon, 1985), il est donc possible que les fortes

proportions de goéthite alumineuse obtenues dans cette carapace vacuolaire résultent des conditions plus aérées (Motta et Kämpf, 1992 ; Fonte et Weed, 1991 ; Jeanroy et al., 1991 ; Peterschmitt et al., 1996 ; Muggler et al., 2001), évidemment sous des conditions de pentes moyenne et forte.

L'anomalie négative en Ce ($Ce/Ce^* \sim 0,4$) est observée dans les carapaces massives de pente moyenne et l'argile bariolée de pente faible. Elle a toujours été notée dans les horizons isaltéritiques sur gneiss au Cameroun (Braun, 1991 ; Braun et al., 1998b), matérialisant une redistribution préférentielle de Ce après l'altération (Steinberg et Courtois, 1976). Par ailleurs, les éléments Ga, Al, Cr et Co sont plus nombreux dans les faciès de pentes forte et moyenne tandis que certains processus ultérieurs à la mise en place des accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants, contrôlant les conditions redox, ont contribué à leur évacuation des pentes faibles. Les processus hydrodynamiques et biophysiques sont capables de telles éliminations (Beauvais et Colin, 1993 ; Beauvais et Roquin, 1996). Dans ces conditions, une part importante de fer solubilise en Fe^{2+} (Brinkman, 1979) ; ce qui est confirmé par les rapports élevés de Fe_o/Fe_d (Schwertmann, 1988). La diminution des teneurs en fer dans le sens argile tachetée - carapace massive - carapace vacuolaire (tabl. A.VII en annexe 5) peut bien indiquer que les matériaux accumulés sont remobilisés sur des séquences de pente plus faible. Le résultat correspond à l'abaissement des apports en fer, qui passent de 1950 à 250 kg/m^2 de la carapace massive à la carapace vacuolaire. En Centrafrique, les cuirasses évoluées de plateau ont accumulé 150 g/cm^3 de fer soit 2000 kg/m^2 (Beauvais et Roquin, 1993) tandis que les cuirasses vermiformes qui seraient l'aboutissement de l'évolution des carapaces vacuolaires (observées ici) ont un bilan de 70 g/cm^3 .

Au total, l'argile tachetée observée est le stade initial des accumulations ferrugineuses de bas de versants ; elle est reprise pour la formation de la carapace massive, elle aussi reprise pour celle de la carapace vacuolaire. Sans remettre en cause des redynamisations perpétuelles qui se font au bas de versants, la carapace vacuolaire renferme donc les plus vieux matériaux mobilisés en bas de versants depuis l'enclenchement des thalwegs.

- Chapitre 9 -

PROCESSUS FONDAMENTAUX DU CUIRASSEMENT FERRUGINEUX DE BAS DE VERSANTS EN ZONE FORESTIERE HUMIDE ET EVOLUTION DU PAYSAGE

Le but de ce chapitre est de reconstituer les conditions environnementales dans lesquelles les accumulations ferrugineuses actuelles se mettent en place et celles dans lesquelles elles évoluent, d'extrapoler les résultats obtenus à tout le paysage forestier du plateau sud – camerounais afin d'en déduire un modèle d'évolution.

I – INFLUENCE DU MODELÉ SUR LA MISE EN PLACE DES FACIÉS D'ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES ACTUELLES

La présence, la profondeur d'apparition et l'épaisseur d'un ensemble pédologique dépendent de la position topographique. Les différents ensembles inventoriés sont répartis dans trois types de toposéquences en fonction de la vigueur de la pente. On distingue ainsi, du plateau central sommital aux vallées, une succession sur pente faible, une succession sur pente moyenne et une autre sur pente forte. Chacune de ces zones du site de Meyomessala montre des faciés d'accumulations ferrugineuses actuelles particuliers. La carapace massive tachetée apparaît autour des entailles et des axes de drainage sur pente moyenne. La carapace massive bariolée a une répartition spatiale identique à celle de la carapace massive tachetée. La carapace vacuolaire bariolée apparaît autour du lobe sud sur pente faible. L'argile bariolée a une répartition spatiale légèrement plus importante ; en effet, en plus des pentes moyennes, elle apparaît le long du lobe sud sur pente faible, cernant les lobes des parties Ouest, Sud et Est de l'interfluve. L'argile tachetée apparaît au centre du lobe sud et cerne la bordure nord de l'interfluve.

La pente oriente la nature, l'épaisseur et l'extension latérale des faciés observés. De plus, on a noté par exemple qu'il s'accumule 1950 kg/m² de fer sur un profil de pente moyenne et seulement 250 kg/m² de fer sur celui de pente faible. La pente a donc une influence certaine sur la mise en place de ces matériaux. C'est d'ailleurs à l'influence de la pente que Tématio et *al.* (1999), Temgoua et *al.* (1999) ont attribué la migration du fer qui alimente les bas de versants.

II – INFLUENCE DE LA DYNAMIQUE DES NAPPES SUR LA MISE EN PLACE DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES DE BAS DE VERSANTS

La dynamique de la nappe phréatique oriente la mise en place des matériaux pédologiques. En effet, certains traits morphologiques du sol sont liés au fonctionnement hydrique des volumes pédologiques, notamment la couleur, la présence du Fe^{II} (Chaplot et *al.*, 2000). Le suivi des fluctuations des eaux dans ces horizons permet de montrer que la différenciation des accumulations ferrugineuses actuelles au bas des versants de la région de Meyomessala résulte des durées variables d'immersion des matériaux pédologiques, établissant ou non des conditions réductrices.

Sur pente faible, le contraste d'humidité est très important entre la grande saison sèche au cours de laquelle les matériaux s'assèchent complètement et les saisons de pluies d'immersion de ces matériaux. Ces derniers sont très sableux ; l'absence des caractères lithologiques et le bilan géochimique montrent qu'il s'agit de matériaux en majorité allochtones. Pendant les périodes sèches apparaissent des fissures dans les argiles à l'issue des dessiccations.

Ces fissures sont d'ailleurs visibles sur le terrain et se présentent en filaments jaunes d'environ 5 cm de long au sein des matériaux gris verdâtre. Les conditions particulièrement sèches sont favorables à la précipitation du fer (Chaplot et *al.*, 2000). Les fissures constituent des structures d'accueil du fer. Les premières pluies ne provoquent pas la remontée de la nappe, mais celle – ci peut continuer à s'abaisser légèrement vers l'amont, allongeant ainsi la période de précipitation du fer. Les conditions d'engorgement durant la grande saison de pluies conduisent à la création d'un milieu réducteur, au sein des matériaux pédologiques de cette séquence, confirmé par la décoloration de la partie inférieure de l'argile bariolée et des vacuoles de la carapace. Il y a donc réduction et mobilisation du fer au cours de cette période,

évacuation des fines, ce qui crée des vacuoles dans des zones faiblement consistantes.

Sur pente moyenne, les remontées capillaires sont importantes. Elles sont favorisées par une fine porosité des matériaux et sont entretenues pendant une grande partie de l'année par une nappe perchée temporaire. Elles maintiennent une humidité modérée au sein des matériaux pédologiques de base. L'eau capillaire crée des conditions de réduction tandis que l'agrégat élémentaire de sol, sec, constitue une zone de dépôt du fer. La mobilisation et le dépôt du fer sur cette séquence se font alors en tout temps et sur de très faibles distances. Les observations au microscope optique montrent que les agrégats de sol sont imprégnés par le fer, de manière diffuse. Les accumulations ferrugineuses se mettent en place à travers une fine porosité, de poches en poches ; ces poches s'élargissent du bas vers le haut des profils. Il se forme progressivement des volumes pédologiques bariolés, en conditions moins oxydantes. La disparition de la nappe perchée crée des conditions plus oxydantes par la descente de la frange capillaire et favorise la précipitation généralisée du fer, ce qui est à l'origine de la mise en place d'une trame ferrugineuse continue formant la carapace massive tachetée.

Sur pente forte, la nappe permanente est très profonde, et avec la vigueur de la pente, l'influence de la nappe est peu marquée sur les matériaux pédologiques.

III – PROCESSUS DE MISE EN PLACE DES ACCUMULATIONS FERRUGINEUSES DE BAS DE VERSANTS EN ZONE FORESTIERE HUMIDE

Les processus de cuirassement décrits par différents auteurs et dont la revue de la littérature se trouve en introduction de ce travail s'effectuent en climat tropical à saisons contrastées ; il passe par la formation des nodules au sein de l'horizon tacheté puis coalescence de ces nodules (Ambrosi et Nahon, 1986 ; Herbillon et Nahon, 1988). Les nodules se mettent en place par accumulation du fer dans les structures lithorelictuelles et/ou dans des remplissages argileux pédoplasmiques (Tardy, 1993). La présence de l'horizon tacheté est assez généralisée. Les taches et nodules ont un faciès pédo-relictuel argilomorphe (Nahon, 1976) exclusif, un faciès lithomorphe (Muller et al., 1981 ; Beauvais, 1991) ou les deux (Leprun, 1979 ; Nahon, 1991).

En zone tropicale humide, les matériaux de base des formations latéritiques proviennent d'une part des altérites (Yongué-Fouateu, 1986 ; Kamgang Kabeyene, 1998) et d'autre part des accumulations absolues du fer résultant de la dégradation des faciès cuirassés évolués (Bilong et al., 1992 ; Bitom et Volkoff, 1993). Malgré cette double origine, très peu de fer s'accumule actuellement au sommet des altérites par rapport au fer lixivié du décuirassement.

On pourrait penser que les conditions humides, provoquant la dégradation et le démantèlement des cuirasses ferrugineuses contribuent à une lixiviation importante du fer hors des profils et du continent. Ce n'est pas le cas puisque les analyses des eaux de sources (Braun et al., 1998a, cette étude) ne montrent que de très faibles teneurs en fer (5.10^{-4} à 0,3 mg/L). La kaolinite, les smectites et rarement les oxydes de fer sont des minéraux transportés par les matières en suspension (MES, Olivie Lauquet, 1996) ; de plus, dans le cours d'eau Mengong, à 40 km du site de Meyomessala, le fer est associé à la matière organique sous forme colloïdale, donc absente des MES (Olivie Lauquet, 1996). Les oxydes de fer identifiés dans les grands collecteurs comme le Nyong (Olivie Lauquet, 1996) ou le Dja (Sigha Nkamdjou, 1993) et même à l'embouchure sur l'atlantique (Giresse et al., 1998) sont interprétés comme résultant de l'érosion des sols des zones urbaines et déforestées. Ceci s'explique par le ruissellement de surface négligeable, en raison de la grande forêt ; le taux d'érosion spécifique sur le bassin versant élémentaire de Mengong est de 1,2 t/km²/an (Braun et al., 1998a). Un phénomène de migration latérale, piégeage et accumulation absolue du fer à l'aval des versants (Maignien, 1958 ; Millot, 1964) doit expliquer les accumulations ferrugineuses observées.

Les observations de cette étude ont montré que les accumulations ferrugineuses sont importantes au bas des versants. Elles marquent les différentes étapes d'évolution successive du cuirassement de bas de versants.

Les stades les plus précoces du cuirassement sont représentés aux bas des versants de la région de Meyomessala par des taches à la base des profils de pente forte. Les accumulations ferrugineuses s'y développent sous forme de ségrégations millimétriques et évoluent sous forme de domaines rouges ferrugineux. Ces ségrégations se font dans des matériaux kaolinitiques, pauvres en fer et relativement plus riches en silice par rapport à l'aluminium (fig.

9.1). Les matériaux kaolinitiques qui accueillent le fer sont hérités des zones d'altération. Ils initient trois processus de cuirassement : avorté, massif et vacuolaire selon que la pente demeure forte, devient moyenne ou faible. L'augmentation des conditions d'hydromorphie à partir des pentes fortes vers les pentes faibles a comme conséquence l'intensification de la ségrégation du fer.

A – Vers un cuirassement avorté

Les taches de ségrégation ferrugineuse plus avancées se trouvent dans l'argile tachetée sur pente forte et sur la partie amont de la pente faible.

Sur pente faible, l'argile tachetée est très épaisse, dans un niveau peu affecté par l'hydromorphie. Sur pente forte, elle est confinée à l'extrême bas de versant. Cette restriction à l'aval du versant a également été observée à Mvangan plus au Sud du site (fig. 9.3), sur des interfluves hautes (Tématio, 1994 ; Tématio *et al.*, 1999).

Dans les deux séquences, les ségrégations évoluent en noyaux ferrugineux, devenant plus consistantes au sein d'une matrice argileuse meuble. L'étape la plus évoluée des accumulations du fer est représentée ici par les nodules mous lithomorphes (Muller *et al.*, 1981 ; Nahon, 1991 ; Beauvais, 1991). La caractéristique principale de ces matériaux demeure la lixiviation des alcalins, des alcalino-terreux et des LREE (Ce et Nd), l'accumulation de Al, Ga, Pb, et des éléments de transition Nb, Co, Cr et V (fig. 9.2), ces derniers ayant une forte propension à l'adsorption sur les oxy-hydroxydes (Derron, 1999). Le dépôt du fer sur cette séquence serait beaucoup plus lié à la raideur de la pente qui oriente la dynamique des eaux tandis que celui des éléments traces de transition est favorisé par la présence des oxydes de fer. Les accumulations ferrugineuses se mettent en place dans une zone à nappe profonde et à circulation latérale rapide. La pente forte serait liée à la jeunesse du cours d'eau (Olivry, 1986) et favoriserait l'évacuation forte des éléments chimiques non liés aux oxydes.

Le processus d'accumulation ici est alors à son stade terminal sur des nodules mous, sans cuirassement, même si le fer se concentre plus intensément dans ces nodules. Lorsque les nodules sont présents au sommet de l'horizon tacheté, le reste de matériaux se développe en une argile meuble microstructurée (Bitom et Volkoff, 1991). Ils sont surmontés par une argile rouge

meuble du système amont. Le cuirassement n'aura pas lieu sur de pareilles séquences.

B – Vers un cuirassement massif

La dégradation poussée des vieilles cuirasses amont provoque l'affaissement du paysage (Nahon *et al.*, 1989 ; Bilong *et al.*, 1992). Lorsque par affaissement du versant la pente devient moyenne, les accumulations ferrugineuses de bas de versants se présentent d'abord sous forme d'imprégnation ferrugineuse jaune puis rouge violacé au sein d'un matériau limoneux gris blanc (faciès argile gris jaune) à structure de roche préservée. Elles évoluent dans un milieu humide non engorgé par élargissement des domaines jaunes goethitiques et kaolinitiques, puis par élargissement et augmentation de la consistance des domaines rouge violacé et des domaines jaunes, en même temps que s'amincissent les domaines gris blanchâtre.

Les taches de ségrégation avancées se trouvent dans l'argile bariolée présentant des agrégats dont la périphérie subit des processus de réduction et le centre des phénomènes de densification. L'étude fine des agrégats et de leur périphérie permet de préciser la progression et les effets de l'humidité. En effet, les agrégats, plus compacts que le matériau environnant, semblent moins affectés par l'humidité. Aux stades les plus précoces, résultant de la mobilisation localisée créée par la dynamique de la nappe temporaire, l'accumulation du fer se fait sous forme de germes de nodules de petite taille (Gaviria, 1993) au sein des microfissures de dissolution des minéraux primaires. Les particules argileuses ne subissent pas de contraintes hydriques, ne se réorientent pas ; c'est alors par diffusion du fer (et éventuellement par accumulation) que s'effectue la micronodulation (Chauvel, 1977 ; Bitom, 1988 ; Bitom et Volkoff, 1991) à l'origine des accumulations ferrugineuses.

Au sommet de l'argile bariolée, les domaines rouge violacé se multiplient et s'élargissent en s'indurant. Cette augmentation de la taille des domaines rouges se fait par remplissage des vides. Sur le plan chimique, l'accumulation du fer se fait avec une diminution plus importante de la silice par rapport à l'aluminium (fig. 9.1) et évolue de la latéritisation faible vers une latéritisation modérée. Elle est aussi caractérisée par l'accumulation relativement plus importante de V, Cr, Co, Nb, Al, Ga (fig. 9.2) et les fortes lixiviations de Sr et Zn, les plus faibles lixiviations de Ba, Si, Mn, Mg et K (fig.

9.2). L'élargissement des domaines ferrugineux serait favorisé par les remontées capillaires qui assurent à travers une porosité très fine, la redistribution étendue du fer.

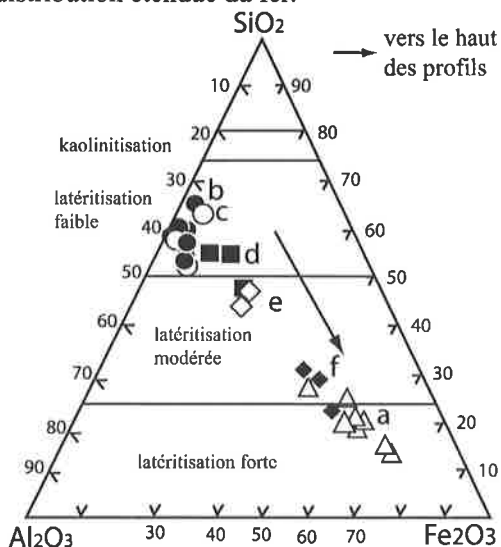


Figure 9.1 : Evolution de la composition chimique moyenne des faciès dans le diagramme ternaire SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃ : classification des faciès selon l'intensité des processus de latéritisation dans les profils, d'après Schellmann (1983). cuirasse et nodules amont (a), argile bariolée sur pente moyenne (b) et forte (c), carapace vacuolaire bariolée (d), carapace massive bariolée (e) et tachetée (f).

Dans leur faciès le plus développé (ici carapace massive tachetée), ces accumulations ferrugineuses présentent une trame ferrugineuse continue et indurée dans laquelle les domaines gris blanc ont disparu et les domaines jaunes sont réduits en taches. Ces faciès se forment dans la zone affectée par moins d'humidité. Les zones de battement de la nappe sont généralement les lieux de précipitation du fer (Nahon, 1991 ; Lucas et al., 1993 ; Gaviria, 1993), notamment lors du rabattement de la nappe à la fin de la saison de pluies. Elles sont à l'origine de la forte concentration de fer vers le sommet des profils sous forme d'hématite. La trame indurée de la carapace massive est constituée de goéthite, d'hématite et de kaolinite. Les accumulations en trame représentées ici par la carapace massive tachetée évoluent vers un cuirassement massif.

Les accumulations ferrugineuses massives se développent sur une épaisseur de plus de 8 m mais leur extension latérale reste faible, inférieure à 200 m.

C – Vers un cuirassement vacuolaire

Avec l'abaissement du versant, la pente devient faible. Les matériaux pédologiques de la base des profils deviennent essentiellement gris blanchâtre à gris verdâtre, riches en quartz. En raison d'un contraste d'humidité très marqué par des fluctuations de la nappe, un réseau de fissures est créé dans les argiles kaolinitiques pendant les périodes de dessiccation. Par les mouvements accrus de la nappe, les structures lithologiques sont donc effacées. Ces conditions sont favorables à la mobilisation du fer pendant les périodes humides et à sa précipitation pendant les périodes sèches. Les mouvements de la nappe sont susceptibles d'affecter même les faciès auparavant accumulés, provoquant de fortes lixiviations des alcalino-terreux (Zr, Ba, Y), des éléments de transition Nb, Co et Cu, de Rb, Pb, Ga, Al, La, Si, des faibles lixiviations de Mn, ce qui entraîne un tassement de l'horizon ; seuls le fer et dans une moindre mesure quelques éléments de transition (V, Cr...), se concentrent ici (fig. 9.2), notamment dans certains domaines rouge sombre identiques à ceux de la carapace massive tachetée.

Le processus de ferruginisation est ainsi initié par précipitation du fer amorphe et de goéthite dans les fissures. Le taux de fer reste cependant faible par rapport à ce qui s'accumule dans les carapaces massives (fig. 9.2). Les zones qui échappent à la précipitation du fer, le centre des agrégats, sont lessivées en saisons de pluies et créent des vacuoles ; le blanchiment des argiles serait lié au phénomène d'hydromorphie (Gaviria, 1993 ; Grimaldi et al., 1994).

Le processus de latéritisation est aussi faible par rapport à celui de pente moyenne (fig. 9.1). Pourtant, la trame la plus individualisée est observée sous cette séquence ; elle est représentée par une carapace à structure vacuolaire, très indurée, localisée sur la partie aval de la pente faible, en bordure des marécages. Beauvais (1991) a par ailleurs identifié des cuirasses vermiformes sur des bas plateaux en Centrafrique. Les carapaces vacuolaires seraient des précurseurs de telles cuirasses de milieu forestier humide. Les accumulations ferrugineuses actuelles sont ici dans un état avancé vers le cuirassement vacuolaire.

Il convient de dire après Vizier (1983) que le maximum d'induration des matériaux ferrugineux est lié aux plus fortes variations d'humidité et que ces formations sont d'autant

plus compactes que la saturation est de courte durée.

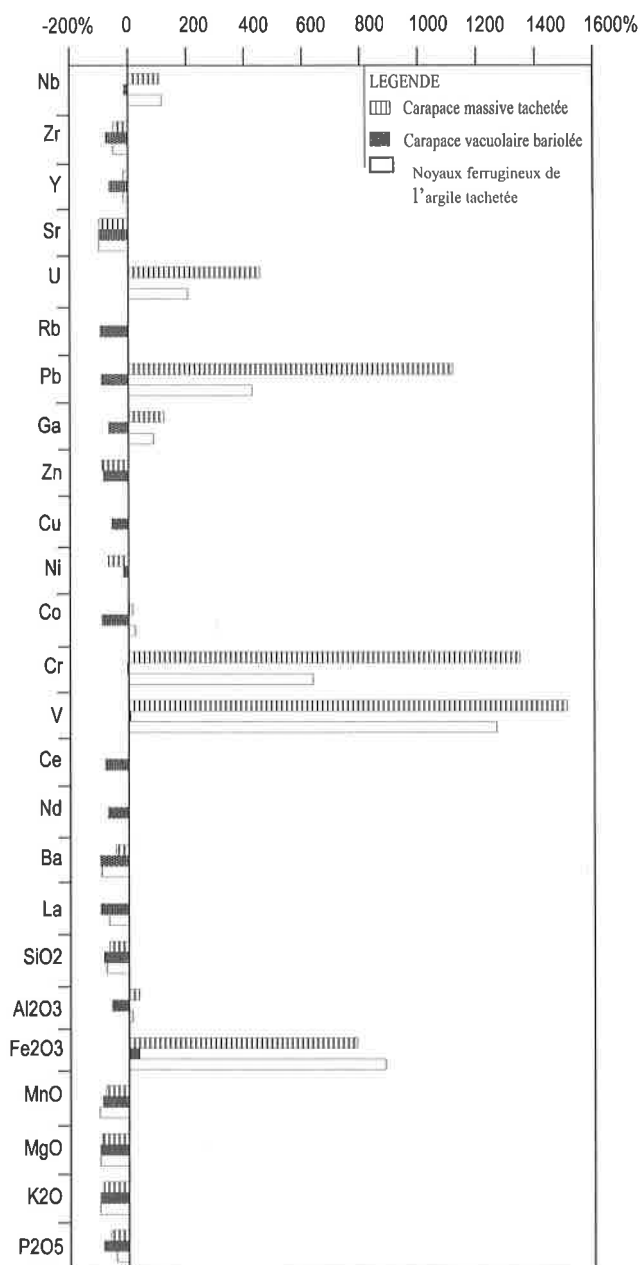


Figure 9.2 : Différenciation géochimique des faciès les plus développés des trois séquences d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants (enrichissement ou perte en %).

Sur pente moyenne de l'interfluve dont les remontées capillaires génèrent des milieux jamais secs et jamais perhumides au sein des matériaux très fins, les accumulations ferrugineuses se mettent en place sur de grandes épaisseurs mais sont relativement moins indurées. La plus forte induration des matériaux

ferrugineux sur pente faible de l'interfluve de Meyomessala s'explique donc par l'existence d'un pédoclimat plus contrasté, favorable à une véritable induration des composés ferrugineux, du fait d'une nappe à grandes amplitudes de fluctuations saisonnières.

Un horizon argileux brun rouge finement tacheté à noyaux ferrugineux surmonte la carapace vacuolaire. Il est de texture argileuse, meuble et renferme des noyaux ferrugineux et des taches jaunes. Les noyaux ferrugineux sont rouges (10R 4/8), consistants et leur taille diminue de la base vers le haut des profils ; ils rappellent les domaines indurés de la carapace massive tachetée de pente moyenne et du réseau ferrugineux de la carapace vacuolaire bariolée sous - jacente. Il faudrait encore travailler la question pour connaître les conditions dans lesquelles cet horizon se forme afin de s'assurer qu'il s'agit d'un faciès de dégradation de la carapace massive lors de l'abaissement du versant, favorisant l'installation de la carapace vacuolaire et non d'un faciès d'accumulations discontinues actuelles du fer, en conditions climatiques différentes.

IV - DYNAMIQUE DU PAYSAGE

Pour comprendre la dynamique du paysage et proposer un modèle de son évolution, il est nécessaire de présenter la distribution des différents faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles dans divers sites où ceux-ci ont déjà été identifiés.

A - Distribution régionale des accumulations ferrugineuses actuelles dans le Sud - Cameroun

Les accumulations ferrugineuses actuelles ont été signalées à divers endroits du Sud - Cameroun (fig. 9.3) aussi bien sur sol jaune de l'Extrême - Sud que sur sol rouge de la partie nord.

Dans l'Extrême - Sud du Cameroun, à la frontière Cameroun - Gabon, les collines surbaissées (600-700 m d'altitude) dominent le paysage ; les collines moyennes (700-800 m) et hautes (800 - 900 m) y sont disséminées. Des études pédologiques réalisées dans ce secteur et plus précisément dans la région de Mvangan montrent des sols ferrallitiques jaunes à argile bariolée au sommet des altérites ; cette argile bariolée est surmontée par l'argile tachetée à consistance de carapace, étendues à toute la base

des séquences sur collines basses (Bilong *et al.*, 1992 ; Bekoa, 1994). Sur collines hautes, ces matériaux ferrugineux ne sont observés qu'à la base des puits de mi-pente, là où la topographie est plane (Bilong *et al.*, 1992; Etamé, 1994 ; Tématio, 1994 ; Tématio *et al.*, 1999).

Dans la partie nord du Sud-Cameroun, à la latitude de Yaoundé (fig. 9.3), on distingue des collines hautes (800-900 m) et des collines moyennes (700-800 m) ; les versants sont dissymétriques ; les longs versants sont entaillés, caractérisés par une série d'ondulations ou basses collines (600-700 m) qui s'abaissent régulièrement vers les grands collecteurs ; les courts versants ont leur base en pente forte. Martin (1966) indique que la présence des nouvelles indurations ferrugineuses de bas de pente est constante dans toute la région de Nanga-Eboko (fig. 9.3). Sur collines basses, les sols sont caractérisés par la présence d'un ensemble consistant reposant toujours sur l'altérite, présentant des volumes indurés à plages lithorelictuelles. Ces formations d'accumulations

ferrugineuses actuelles sont étendues le long du versant d'après les données disponibles sur Yaoundé (Vallerie, 1973 ; Onguéné Mala, 1993) et plus à l'Est du pays à Kaniol (Seyler et Volkoff, 1993) en amont du bassin de la Boumba; leur sommet peut être plus consistant, à faciès carapacé. Ce dernier cas est plus répandu dans le Centre du Sud - Cameroun comme à Nsimi (Nyeck *et al.*, 1993 ; Braun *et al.*, 1998a). Il a également été observé à l'Est à Oboul (Bitom, 1988), au SW à Nkongop (Robain *et al.*, 1996). Sur collines moyennes et notamment sur pente forte, les indurations ferrugineuses sont notées au sommet de l'altérite seulement en bas de versants; elles sont cependant caractérisées par leur sommet consistant, sous forme de carapace au-dessus de l'argile bariolée ou tachetée. Ce cas est signalé à l'Est à Goyoum (Muller, 1987), également à Kaniol (Seyler et Volkoff, 1993) et à Mayos (Bitom, en cours et observations personnelles), au Centre du pays à Nanga-Eboko (Martin, 1967), à Nsimi (Nyeck *et al.*, 1993), au SW à Nkongop (Robain *et al.*, 1996).

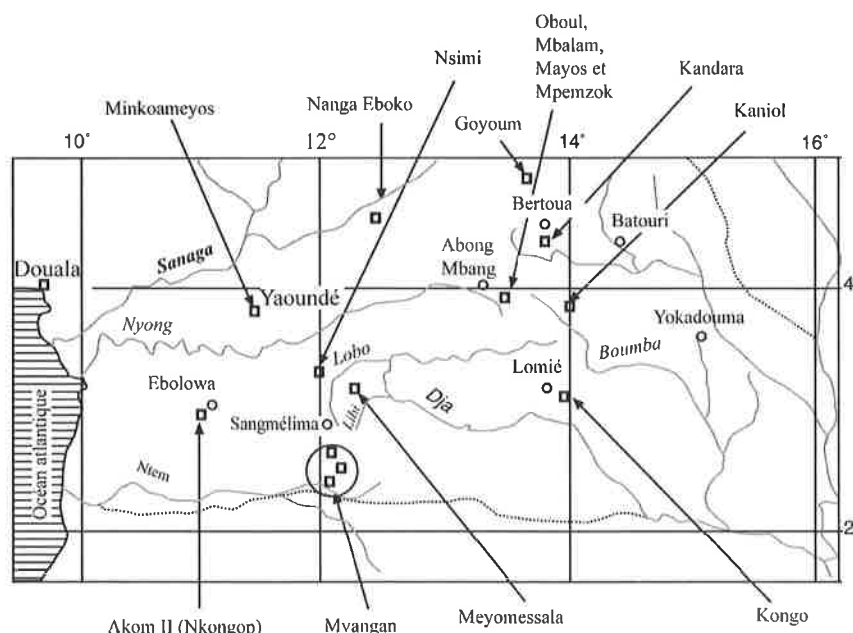


Figure 9.3 : Répartition des sites à accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants déjà identifiées dans le Sud - Cameroun.

Il apparaît que les accumulations ferrugineuses de bas de versants ont toujours été signalées à divers endroits et sur divers interfluvés du Sud-Cameroun. L'extension et l'induration de ces matériaux ferrugineux, variables dans le paysage en fonction de l'unité de modelé, et dans l'interfluve en fonction de la pente du versant, sont décrites à Meyomessala par

cette étude. La séquence sur pente forte de Meyomessala est identifiable aux formations pédologiques de bas de versants des collines hautes. La séquence sur pente moyenne est comparable aux observations faites sur collines moyennes de l'Est, du Centre, du Sud et du Sud - Ouest. La séquence sur pente faible est le schéma

réel des observations faites sur collines basses du Sud.

B – Essai de reconstitution de la différentiation des accumulations ferrugineuses actuelles et modèle d'évolution

Au départ, les paysages sont cuirassés dans un milieu de savane (fig. 9.4A). La période de mise en place de ce cuirassement remonte au Crétacé (Tardy et *al.*, 1988a ; Tardy et *al.*, 1990) sous climat semi – aride à tropical contrasté. Il a été montré par plusieurs études que l'Afrique centrale, aujourd'hui sous climat tropical humide, a été autrefois sous un climat tropical à saisons contrastées (Parrish et *al.*, 1982 ; Tardy et Roquin, 1998) ; le principe de changements climatiques est relié à la théorie de la dérive des continents. Lorsque le climat change, de nouveaux sols lui sont associés (Tardy et Roquin, 1998). Les paysages de l'actuelle zone forestière humide évoluent aujourd'hui sous un climat différent de celui qui a présidé à leur formation. Des changements climatiques ont intervenu dans ce milieu depuis l'ouverture de l'atlantique il y a

160 – 180 Ma (Parrish et *al.*, 1982). Avec les climats de plus en plus humides depuis l'Eocène (40-50 Ma) et l'apparition de la forêt (Maley, 1987), il y a dégradation et démantèlement des cuirasses par le haut, la base et d'aval vers l'amont. Les sols meubles renfermant les reliques de cette cuirasse sont décrits comme un terme du démantèlement et sont caractéristiques des climats tropicaux humides et des climats subtropicaux humides et frais (Tardy et Roquin, 1998) tout comme les cuirasses ferrugineuses sont zonales aux climats à saisons contrastées.

Par ailleurs, la morphologie du paysage du Sud – Cameroun se présente comme un ensemble de surfaces ondulées, faites d'interfluvés convexes à diverses altitudes. Les collines plus au Nord sont élevées et à sommet pointu ; vers le Sud, elles sont de plus en plus basses, en demi – orange (Ségalen, 1967, 1995). Le facteur principale de la morphogenèse est l'érosion (Ségalen, 1967 ; Tardy et Roquin, 1998) qui a affecté progressivement les paysages du Sud vers le Nord, ceux du Sud étant les plus affectés. Le démantèlement des cuirasses est plus poussé sur les bas reliefs par rapport aux collines hautes.

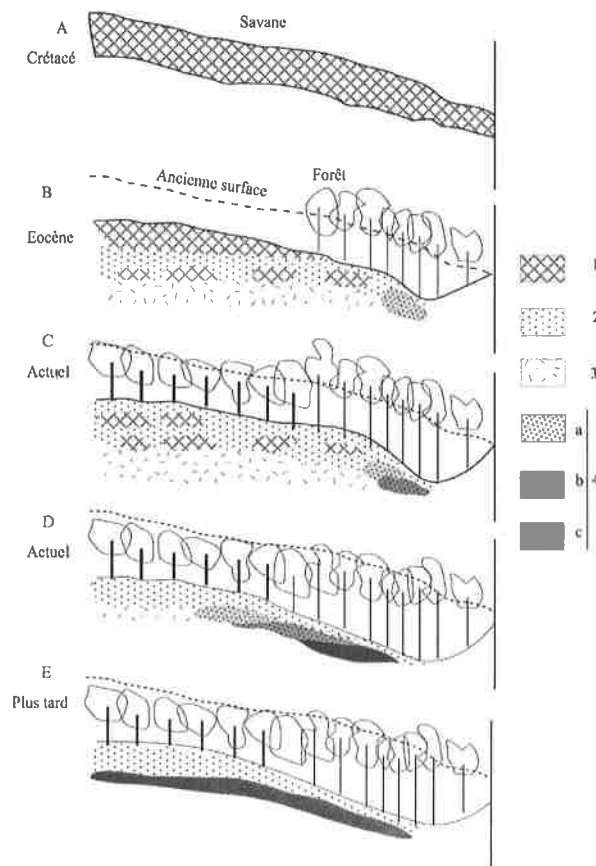


Figure 9.4 : Modèle d'évolution du paysage de la région tropicale humide. 1 : cuirasse hématitique, 2 : niveau argileux meuble, 3 : niveau altéritique, 4 : accumulations ferrugineuses de bas de versants. a : argile tachetée, b : carapace massive, c : carapace vacuolaire.

Le démantèlement des cuirasses s'accompagne de la perte des matériaux qui provoque le rabattement des pentes et d'une remontée relative des eaux (Olivry, 1986 ; Bitom, 1988). Le rabattement des pentes serait progressif avec l'avancée des têtes de sources. Le fer, remobilisé des zones de démantèlement plus amont, s'accumule à la base des profils et au bas des versants. Un cuirassement de bas de versants est mis en évidence par cette étude. Les différentes échelles d'analyse, de la lame mince, du profil au versant et au paysage convergent et sont cohérentes avec une théorie de cuirassement en relation avec le modelé et la dynamique des nappes. Tout l'interfluve de Meyomessala, d'altitude moyenne 700 m, est aujourd'hui boisé. Les reliques de la cuirasse évoluée y sont conservées dans le plateau sommital de l'interfluve, comme dans la plupart des sites étudiés en zone tropicale humide (Volkoff, 1985 ; Nahon *et al.*, 1989 ; Beauvais, 1991 ; Beauvais et Tardy, 1991) ou équatoriale (Novikoff, 1974).

Le phénomène de cuirassement de bas de versants serait déclenché au niveau des têtes de sources où les pentes sont fortes à l'Eocène, période d'apparition de l'humidité dans l'actuelle zone équatoriale. L'argile tachetée serait formée à cette époque. L'érosion se poursuivrait en façonnant les pentes d'autant plus faibles que l'humidité est importante et prolongée. Lorsque la pente reste forte (fig. 9.4B), les accumulations ferrugineuses sont restreintes à la pointe des versants. Lorsque la pente est moyenne (fig. 9.4C), les accumulations ferrugineuses de bas de versants remontent vers le haut des versants, en même temps qu'elles deviennent plus consistantes à leur sommet, avec la formation des carapaces massives. Ici, la latéritisation est modérée et le cuirassement massif. Si par enfouissement des thalwegs les pentes s'abaissent davantage et deviennent faibles, les accumulations du fer s'étalent plus sur le versant, deviennent plus consistantes, en même temps que les éléments alcalins, alcalino-terreux et LREE sont davantage lixiviés (Temgoua *et al.*, 2002b) ; les fluctuations de la nappe provoquent une ferruginisation vacuolaire à travers un réseau de fissures ; les carapaces vacuolaires remplacent les carapaces massives (fig. 9.4D) à partir de la base des versants (Temgoua *et al.*, 2001 et 2002a). L'évolution vers un cuirassement vacuolaire (fig.

9.4E) lorsque les pentes deviendraient encore plus faibles est susceptible de recouvrir l'interfluve d'un nouveau cuirassement.

C – Vitesse d'évolution du paysage

Une estimation de la vitesse d'évolution du paysage restera l'objet d'une controverse tant qu'il sera admis que les anciens faciès d'accumulations ferrugineuses sont remobilisés pour la formation des plus récents. Une telle vitesse est envisagée ici en prenant en compte la dénudation du paysage. Il est aujourd'hui admis que l'érosion chimique se fait au rythme de 8 m par million d'année (Sighe – Nkamdjou, 1993). Aussi les accumulations ferrugineuses actuelles se mettent en place depuis 40 à 50 Ma (Eocène). En considérant la vitesse de dénudation constante dans le temps, ce qui ne semble pas le cas avec des changements climatiques, il y a donc eu pour cette période un abaissement de l'altitude de 240 à 400 m. Ces ordres de grandeur sont tout de même admissibles si l'on se rend compte que dans l'Adamaoua (plateau central du Cameroun), resté sous climat tropical à saisons contrastées, l'altitude est autour de 1000 m et seulement de 600 m à l'extrême Sud du Cameroun rendu sous climat tropical humide. Des interfluves de 900 à 1000 m d'altitude, observés à la latitude de Yaoundé, ressortent nettement d'un plateau de 700 m d'altitude moyenne. Par ailleurs, il y a aussi eu une accumulation de 1, 2 et 4 m de faciès sur les bas de versants respectivement à pente forte, faible et moyenne ; ces faciès sont également étendus latéralement sur 200 à 400 m à l'aval des versants de longueur avoisinant 1 km. Les versants les plus bas connaissent les extensions les plus importantes. C'est dire que moins de la moitié du versant est déjà couvert en 40 – 50 Ma. En considérant les versants à pente faible comme les plus évolués, il faudrait donc, sous des conditions climatiques identiques, une période égale au moins au 3/2 de celle déjà écoulée pour que tout le versant soit couvert des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles, soit encore 60 à 75 Ma. Au bout de ce temps, les altitudes ne seront pas très basses du niveau actuel. En effet, l'induration d'un niveau de sol fige toujours le paysage (Maignien, 1958) ; elle ralentira tout au moins la vitesse de dénudation.

- Chapitre 10 - CONCLUSIONS GENERALES

La présente étude avait pour but de caractériser les faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants et de déterminer les processus de cuirassement dans la région forestière humide du Sud - Cameroun. La problématique a été fondée sur l'existence aux bas de versants de la zone forestière des formations pédologiques particulières qui se mettent en place à l'issue de la dégradation et du démantèlement des vieilles cuirasses jadis formées au Crétacé. La grande conclusion est que ces accumulations ferrugineuses de bas de versants évoluent vers un cuirassement massif puis vacuolaire susceptible de recouvrir de nouveau tout le paysage forestier le long des pentes plus faibles. Les moteurs de la dégradation sont le changement climatique, l'apparition d'un milieu humide et du couvert forestier. Les nouveaux matériaux sont différents des vieilles cuirasses et semblent en équilibre avec le climat actuel. Le travail a été basé sur les descriptions de terrain, les observations des faciès au microscope sur lames minces, les analyses minéralogiques, les analyses des éléments majeurs et traces, les extractions chimiques et le suivi saisonnier du fonctionnement des nappes phréatiques sur l'interfluve de Meyomessala.

1 - Morphologie du paysage du Sud - Cameroun et du site de Meyomessala

Le modelé du paysage du Sud - Cameroun est constitué par une succession de collines d'altitudes différentes. Les différentes études ont regroupé ces collines en trois unités en fonction des tranches d'altitude : les hautes collines (800 - 900 m d'altitude), les collines moyennes (700 - 800 m) et les collines basses (600 - 700 m). Ces différentes collines se succèdent du Nord vers le Sud en passant des collines hautes aux collines basses. Cette succession peut être attribuée à une morphogenèse progressive due à l'érosion, une érosion chimique sous forêt. Les collines hautes montrent des pentes fortes tandis que les pentes sont de plus en plus faibles vers les collines basses et vers le Sud ; les deux cas sont emboîtés dans la partie centrale de la région, sur la ligne Ebolowa - Sangmélina - Lomié où a été choisi le site de cette étude. La succession de pente a été retrouvée sur l'interfluve de Meyomessala. En effet, ce dernier montre un sommet tabulaire et des versants dissymétriques ; les

versants des pentes sont fortes vers les têtes de sources, faibles vers les lobes allongés ; entre les deux, les pentes des versants sont moyennes.

2 - Pétrologie des différents faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants dans l'interfluve de Meyomessala

Six faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles ont été distingués en bas de versants. On distingue des plus tendres aux plus consistantes : argile gris jaune, argile bariolée, argile tachetée, carapace massive bariolée, carapace massive tachetée et carapace vacuolaire bariolée.

Sur pente faible, la carapace vacuolaire bariolée surmonte l'argile bariolée ; les deux sont relayées vers l'amont par l'argile tachetée. L'argile bariolée est constituée d'un fond gris kaolinitique fortement fissuré. Les précipitations de fer se font dans les fissures sous formes amorphes et de goéthite. Par la suite, le réseau ferrugineux s'élargit en envahissant les agrégats gris blanchâtre, en même temps que le plasma devient rouge sombre, induré. Les domaines des agrégats non ferruginisés sont lessivés en saisons de pluies et il se forme des vacuoles au sein de la carapace. Ces vacuoles sont vides ou remplies de matériau argileux meuble brun orangé.

Sur pente moyenne, l'argile gris jaune est à la base des profils ; elle est surmontée par l'argile bariolée, puis par la carapace massive bariolée et enfin par la carapace massive tachetée. L'argile gris jaune de base présente un fond matriciel gris cristallin à kaolinite et quartz en amas ; des reliques de micas y sont reconnaissables. Les espaces de dissolution du quartz et de l'ouverture des accordéons de kaolinite accueillent en premier le fer. Ce fer diffuse par la suite pour générer des domaines brun rougeâtre et former de l'argile bariolée. Vers le haut des profils, un plasma rouge d'accumulation absolue de fer envahit l'ensemble en rongant toutes les structures lithologiques initialement conservées. Il se forme une trame rouge dans laquelle on distingue quelques domaines brun rougeâtre conservant de la kaolinite observée à la base, formant ainsi une carapace massive bariolée. L'extension de la trame rouge continue vers le haut,

ne préserve que de rares taches jaunes ; il se forme une carapace massive tachetée.

Sur pente forte, l'unique faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles est représenté par l'argile tachetée qui se met en place dans un environnement où s'altère la roche comme l'argile gris jaune de pente moyenne.

Deux processus d'accumulations ferrugineuses ont ainsi été distingués : une accumulation par remplissage du réseau de fissures sur pente faible, une accumulation par agradation de germes ferrugineux à partir des domaines lithorelictuels sur pente forte et sur pente moyenne.

3 - Géochimie des accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants

Les extractions chimiques montrent que le fer et l'aluminium amorphes sont plus importants dans les accumulations de pente faible qui par ailleurs ont les oxydes de fer les plus substitués en Al. Sur pente moyenne, les taux de substitution relativement élevés (15-27 mole % Al) ne sont obtenus que dans les domaines blanchâtres dont la taille et la proportion diminuent vers le haut des profils avec la ferruginisation.

Pour les analyses totales, les faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles sur pente moyenne sont caractérisés par l'accumulation progressive du fer de bas vers le haut des profils ; cette ferruginisation est accompagnée de l'accumulation de Al, Ga, des éléments de transition V, Cr, Co, Nb et Ni, et d'une faible lixiviation des terres rares légères (Ce, Nd et La). Sur pente faible, l'accumulation du fer est exclusivement sous forme absolue ; elle s'accompagne de l'accumulation des éléments de transition V, Nb et Ni, de la lixiviation massive des éléments alcalins (K), alcalino-terreux (Mg, Sr, Ba, Zn), des terres rares légères, de la silice et même de l'aluminium, de la lixiviation modérée de Mn.

Le bilan géochimique à titane constant montre un tassement relatif des faciès de pente faible et une expansion sur pente moyenne. Les horizons d'accumulations ferrugineuses de bas de versants présentent un apport allochtone. Celui-ci est très important pour les horizons de bas de versants à pente moyenne, plus faible mais significatif pour les horizons de bas de versants à pente faible. Il y a en moyenne accumulation de 1950 kg/m² de fer dans un profil de pente moyenne et seulement de 250 kg/m² de fer dans un profil de pente faible. Ces valeurs indiquent d'une part une contribution importante des transferts de l'amont vers l'aval dans la formation des carapaces de bas de versants,

d'autre part une nouvelle redistribution du fer lors du remplacement des carapaces massives par les carapaces vacuolaires par progression latérale lors du recul des versants.

4 - Dynamique des eaux sur l'interfluve de Meyomessala

Sur le plan hydrodynamique, une nappe perchée temporaire a été mise en évidence sur pente moyenne. Cette nappe se met en place pendant la grande saison de pluies à la faveur d'une fine porosité des matériaux pédologiques ; elle persiste durant toute la grande saison sèche suivante. Pendant toute l'année, les remontées capillaires entretiennent une humidité permanente sur cette séquence sans que les conditions d'engorgement soient atteintes. La séquence de pente faible connaît des fluctuations saisonnières d'une nappe permanente ; le niveau piézométrique affleure la surface topographique pendant la saison des pluies alors qu'il descend très bas en saisons sèches ; pendant ces dernières saisons, les conditions de sécheresse sont drastiques. La nappe est très profonde sur pente forte et le niveau piézométrique n'affecte que la base de l'argile tachetée durant les grandes pluies.

5 - Evolution du paysage et cuirassement ferrugineux de bas de versants en zone forestière humide

Les caractéristiques générales des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles révèlent trois processus de cuirassement de bas de versants : un avorté, un massif et un vacuolaire.

Dans la perspective d'un rabattement progressif des versants, les différents faciès observés constituent des phases évolutives successives vers un cuirassement massif puis vacuolaire lorsque les versants passent des pentes moyennes aux pentes faibles ; le cuirassement n'est pas possible sur pente forte. Le cuirassement massif occupe actuellement 10% des 250 ha de superficie de l'interfluve de Meyomessala tandis que le cuirassement vacuolaire occupe 10 à 15%. Ces accumulations ferrugineuses actuelles sont ubiquistes dans le Sud - Cameroun et constituent l'un des traits morphologiques les plus marquants des formations latéritiques de la zone forestière. Leur induration et leur extension sont variables à l'échelle du paysage, en fonction du modelé des interfluves. Sur *colline moyenne*, les accumulations ferrugineuses actuelles massives et leur extension latérale ne monte pas haut sur le versant ; sur *colline basse*, elles sont vacuolaires,

relativement plus indurées et plus étendues latéralement sur le versant. Le cuirassement vacuolaire serait le terme ultime de la séquence d'évolution.

6 - Perspectives et futurs travaux

Dans l'optique de faire des progrès rapides dans cette étude, il conviendrait de faire une étude détaillée des phases argileuses, des phases minérales mal cristallisées, des phases organo-minérales par des techniques appropriées (DRX, analyse thermique pondérale, microscopie électronique à balayage et à transmission,...). Ceci serait nécessaire à la détermination des formes exactes des premières précipitations du fer observées dans les fissures sur pente faible. La quantification des processus majeurs ne sert pas qu'à obtenir une meilleure description

d'un système, mais elle est nécessaire si l'on désire proposer des modèles d'évolution du paysage forestier humide à l'issue de multiples changements climatiques qu'il a connu. Il faudra également étendre l'étude à d'autres interfluves de la zone forestière afin de généraliser les résultats obtenus par cette étude. Cette spatialisation des données pédologiques à l'échelle régionale a été envisagée au cours de cette étude selon une méthode de traitement d'images *Thematic Mapper* après conception d'un modèle numérique de terrain (MNT) basé sur les relations sol – modelé – végétation (Seyler et Volkoff, 1993); elle n'a pu être réalisée faute d'un laboratoire d'accueil. Les différents groupements forestiers de l'interfluve de Meyomessala ont été décrits au cours de cette étude; ils ne sont pas présentés dans ce rapport; cependant, ils pourront servir de base à la spatialisation.

BIBLIOGRAPHIE

- ACHOUDONG (1989). – Dynamique des contacts forêts – savanes. In : *Actes du séminaire sur les écosystèmes forestiers humides de l'Afrique Centrale*. Univ. Yaoundé, pp. 25 – 37
- ALEXANDER L.T., CADY J.G., WHITTIG L.D. et DEVER R.F. (1956). – Mineralogical and chemical changes in the hardening of laterite. *Congr. Intern. Sci. Sol*, 6, Paris, pp. 67 – 72
- ALEXANDER L.T. et CADY J.G. (1962). – Genesis and hardening of laterite in soils. *U.S. Dept Agric., Soil Cons. Serv., Bull.*, Washington, 1282, D.C., 90 p.
- AMBROSI J.-P. (1984). – Pétrologie et géochimie d'une séquence de profils latéritiques cuirassés ferrugineux de la région de Diouga, Burkina Faso. *Thèse 3^e cycle*, n° 1020, Univ. Poitiers, 223 p.
- AMBROSI J.-P. et NAHON D. (1986). – Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles. *Chem. Geol.* 57, pp. 371 – 393
- AMBROSI J.P., NAHON D. and HERBILLON A.J. (1986). – The epigenic replacement of kaolinite by hematite in laterite. Petrographical evidence and the mechanisms involved. *Geoderma* 37, pp. 283 – 294
- BACHELIER G. (1959). - Etude pédologique des sols de Yaoundé. Contribution à l'étude de la pédogenèse des sols ferrallitiques. *Agron. Tropic.*, XIV, 3, pp. 279 - 305
- BEAUVAIS A. (1989). – Etude pétrographique et géochimique de profils d'altération latéritique cuirassés dans le Sud – Est de la République Centrafricaine. *Géodynamique*, 4 (2), pp. 71 – 91
- BEAUVAIS A. (1991). - Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé de Centrafrique. Morphologie, Pétrologie et Géochimie. *Thèse Univ. Poitiers*, 297 p.
- BEAUVAIS A. et TARDY Y. (1991). - Formation et dégradation des cuirasses ferrugineuses sous climat tropical humide, à la lisière de la forêt équatoriale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313, 2, pp. 1539 - 1545
- BEAUVAIS A. and TARDY Y. (1993). – Degradation and dismantling of iron crusts under climatic changes in tropical humid environment. *Chemical Geology* 107, pp. 277 - 280
- BEAUVAIS A. et COLIN F. (1993). – Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chemical Geology* 106, pp. 77 – 101
- BEAUVAIS A. and ROQUIN C. (1996). - Petrological differentiation patterns and geomorphic distribution of ferricretes in Central Africa. *Geoderma* 73, pp. 63 - 82
- BEKOA E. (1994). - Etude pétrologique et géochimique d'une couverture pédologique sur gneiss en zone forestière de l'Extrême Sud - Cameroun : relation avec la dynamique du fer. *Thèse 3e cycle, Univ. Yaoundé I*, 187 p.
- BESSELES B. (1969). – Synthèse simplifiée des connaissances sur la géologie du Cameroun. *Bull. Dir. Min. Géol. Cameroun*, n°55, pp. 185 – 218
- BESSELES B. et LASSERRE M. (1977). – Le complexe de base du Cameroun. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XIX, n°5, pp. 1085 – 1092
- BEST M.G. (1982). – Igneous and metamorphic petrology. *Freeman*, San Francisco, 630 p.
- 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. *Thèse Doct. d'Etat, Univ. Yaoundé*, 367 p.
- BILONG P. et ANGUE ABANE M. (1982). – Etude cartographique des processus morphoclimatiques du secteur Sud – Ouest de Yaoundé. *Ann. Fac. Sci., Univ. Yaoundé, sér. IV*, n°3, pp. 67 – 78
- BILONG P., ENO BELINGA S. M. et VOLKOFF B. (1992). - Séquence d'évolution des paysages cuirassés et des sols ferrallitiques en zone forestière tropicale d'Afrique centrale. Place des sols à horizon d'argile tacheté. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 314, sér. II, pp. 109 - 115
- BILONG P., VOLKOFF B. et ENO BELINGA S.M. (1999). – Relations sols rouges – sols jaunes en milieu ferrallitique dans les régions forestières humides d'Afrique Centrale : influence des matériaux glébulaires profonds sur l'intensité du jaunissement des matrices argileuses superficielles. *Géologie et environnement au Cameroun, Coll. GEOCAM, 2/1999, P. BILONG et J.P. VICAT eds, Press Univ.*, pp. 203 – 220
- BIRKELAND P.W. (1984). – Holocene soil chronofunctions, Southern Alps, New Zealand. *Geoderma* 34, pp. 115 - 134

- BITOM D. (1988). - Organisation et évolution d'une couverture ferrallitique en zone tropicale humide (Cameroun). Genèse et transformation d'ensembles ferrugineux indurés profonds. *Thèse Univ. Poitiers*, 164 p. multigr.
- BITOM D. et VOLKOFF B. (1991). - Mise en évidence de deux modes de microstructuration dans une couverture de sols ferrallitiques rouges du Sud - Cameroun. *Sci. Sol*, vol. 29, 4, pp. 289 - 300
- BITOM D. et VOLKOFF, B. (1993). - Altération déferruginisante des cuirasses massives et formation des horizons gravillonnaires ferrugineux dans les sols de l'Afrique centrale humide. *C. R. Acad., Paris, t. 316*, II, pp.1447-1454
- BITOM D., VOLKOFF B. and TEMGOUA E. (Soumis).- Evolution and alteration in situ of a massive iron duricrust in Central Africa.
- BOCQUIER G., MULLER, J. P. et BOULANGER B. (1984). - Latérites : connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. *Livre jubilaire du cinquantenaire, AFES*, pp. 123-138
- BOEGLIN J. L. (1990). - Evolution minéralogique et géochimique des cuirasses ferrugineuses de la région de Gaoua (Burkina - Faso). *Thèse Doct., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*, 187 p.
- BOEGLIN J.L. et MAZALTARIM D. (1989). - Géochimie, degrés d'évolution et lithodépendance des cuirasses ferrugineuses de la région de Goua au Burkina Faso. *Sci. Géol., Strasbourg, Bull.*, 42, 1, pp. 27 - 44.
- BONIFAS M. (1959). - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 17, 159 p.
- BOULANGE B. (1984). - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. *Trav. et Doc., ORSTOM, Paris*, 175, 363 p.
- BOULANGE B. et COLIN F. (1994). - Rare earth element mobility during conversion of nepheline syenite into lateritic bauxite at Passa Quatro, Minas Gerais, Brazil. *Applied Geochemistry*, Vol. 9, pp. 701 - 711
- BOULANGE B., AMBROSI J.-P. AND NAHON D. (1997). - Laterites and bauxites. In : Soils and Sediments : mineralogy and geochemistry. H. Paquet and N. Clauer Eds, *Springer*, pp. 49 - 65
- BOULET R., LUCAS Y., FRITSCH E. et PAQUET H. (1993). - Géochimie des paysages : le rôle des couvertures pédologiques. In Paquet H. et Clauer N. éd., *Colloque "Sédimentologie et géochimie de la surface à la mémoire de Georges MILLOT, Colloque de l'académie des sciences et du CADAS*, pp. 55 - 76
- BOULVERT Y. (1971). - Différenciation suivant le matériau originel de plusieurs toposéquences en milieu ferrallisant près de Boua (RCA). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, IX, 4, pp. 399 - 460
- BOULVERT Y. (1990). - Contribution à l'étude du milieu naturel centrafricain. Exploitation et corrélation des données obtenues par photo-interprétation, télédétection et travaux de terrain, pour la réalisation des cartes pédologiques, phytogéographiques et géomorphologiques à 1/100.000 de la République Centrafricaine. *Thèse Univ. Dijon*, 2 tomes, multigr., 430 p.
- BOURRIE G., GRILMALDI C and REGEARD A. (1989). - Monomeric versus mixed monomeric-polymeric models for aqueous aluminium species : constraints from low-temperature natural waters in equilibrium with gibbsite under temperate and tropical climate. *Chemical Geology* 76, pp. 403-417
- BRAUN J. J. (1991). - Comportement géochimique et minéralogique des terres rares, du thorium et de l'uranium dans le profil latéritique d'Akongo (sud-ouest Cameroun). *Thèse Doc. Univ. de Nancy I, France*.
- BRAUN J.J., PAGEL M., MULLER J. P., BILONG P., MICHARD A. and GUILLET B. (1990). - Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochem. Cosmochim. Acta* 54, pp. 781-795
- BRAUN J. J., PAGEL M., HERBILLON A. and ROSIN C. (1993). - Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: a mass balance study. *Geochem. Cosmochim. Acta* 51, pp. 597-605
- BRAUN J. J., BEDIMO BEDIMO J.-P., ROBAIN H., NYECK B., NDAM J., VIERS J., DUPRE B., OLIVIE-LAUQUET G., YENE ATANGANA Q. et TAKEU A. (1998)a. - Fonctionnement des écosystèmes tropicaux humides : influence sur les ressources hydriques et la qualité des eaux. Exemple du bassin fluvial du Nyong (Sud - Cameroun). *Géosciences du Cameroun, VICAT J.P. et BILONG P. éd., collect. GEOCAM, 1/1998, Press. Univ. Yaoundé I*, pp. 23 - 40.
- BRAUN J. J., VIERS J., DUPRE B., POLVE M., NDAM J. and MULLER J. P. (1998)b. - Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum (East Cameroon) : Implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions. *Geoch. et Cosmoch. Acta* 62, 2, pp. 273 - 299
- BREWER R. (1964). - Fabric and minerals analysis of soils. *J. Wiley and Sons* éd., New York, 470 p.

- BRIMHALL G. H., ALPERS C. N. and CUNNINGHAM A. B. (1985). - Analysis of supergene ore - forming processes and ground - water solute transport using mass balance principles. *Eco. Geology* 80, N° 5, pp. 1227 - 1256
- BRIMHALL G.H. and DIETRICH W.E. (1987). - Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity and strain in metasomatic hydrochemical systems : results on weathering and pedogenesis. *Geoch. et Cosoch. Acta* 51, 2, pp. 567 - 587
- BRIMHALL G. H., LEWIS C. J., AGUE J.J., DIETRICH W. E., HAMPEL J., TEAGUE T. and RIX P. (1988). - Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust. *Nature* 333, pp. 819 - 824
- BRIMHALL G.H., LEWIS C.J., FORD C., BRATT J., TAYLOR G., and WARIN O. (1991) - Quantitative geochemical approach to pedogenesis : importance of parent material, volumetric expansion and eolian influx in laterization. *Geoderma* 51, 51-91
- BRIMHALL G. H., CHADWICK O. A., LEWIS C. J., COMPSTON W., WILLIAMS I. S., DANTI K. J., DIETRICH W. E., POWER M. E., HENDRICKS D. and BRATT J. (1992). - Deformational mass transport and invasive processes in soil evolution. *Science* 255, pp. 695 - 702
- BRIMHALL G. H., COMPSTON W., WILLIAMS I. S., REINFRANK R. F. and LEWIS C. J. (1994). - Darwinian zircons as provenance tracers of dust - size exotic components in laterites : mass balance and SHRIMP ion microprobe results. *Soil micromorphology : studies in management and genesis. Proceedings of the IX International Working Meeting on Soil Micromorphology*, Townsville, Australia, July 1992, pp. 65 - 81
- BRINKMAN R. (1970). - Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma* 3, pp. 199 - 206
- BRINKMAN R. (1979). - Ferrollysis, a soil forming process in hydromorphic conditions. *Agric. Res. Rep.*, Center for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, Netherlands, 887 p.
- BUURMAN, P. (1980). - Palaeosols in the Reading Beds (Palaeocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U.K. *Sedimentology* 27, pp. 593-606
- CHADWICK O.A., BRIMHALL G.H. and HENDRICKS D.M. (1990). - From a black to a gray box : a mass balance interpretation of pedogenesis. In : Soils and landscape evolution. *Proceedings of the 21st annual Binghamton symposium in geomorphology*, P.L.K. Kneupper and McFadden eds, vol. 3, pp. 369 - 390, Elsevier
- CHAMPETIER de RIBES G. et AUBAGUE M. (1956). - Notice explicative feuille Yaoundé - Est, 35 p. avec carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. Impr. Rébon, Paris.
- CHAPLOT V., WALTER C., CURMI P. et GRIMALDI C. (2000). - Caractères d'hydromorphie et variabilité temporelle de la présence de Fe (II) dans les couvertures pédologiques du Massif armoricain. I. Exemple de deux toposéquences sur granite et sur schiste. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre et des Planètes*, Geosc. Surface 330, pp. 125 - 132
- CHATELIN Y. (1964). - Notes de pédologie gabonaise. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, II, 4, pp. 3 - 28
- CHATELIN Y. (1974). - Les sols ferrallitiques : l'altération. *IDT, ORSTOM*, tome III, 144 p.
- CHAUVEL A. (1977). - Recherches sur les transformations des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *Trav. et Doc., ORSTOM*, n° 62, 532 p.
- CHIQUET A., COLIN F., HAMELIN B., MICHARD A. and NAHON D. (2000). - Chemical mass balance of calcrete genesis on the Toledo granite (Spain). *Chem. Geol.* 170, pp. 19 - 35
- COLIN F., MINKO E. et NAHON D. (1989). - L'or particulaire résiduel dans les profils latéritiques : altérations géochimiques et dispersion superficielle en conditions équatoriales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, pp. 553 - 560
- COLIN F., BRIMHALL G.H., NAHON D., LEWIS C.J., BARONNET A. and DANTY K. (1992). - Equatorial rainforest lateritic mantles : a geomembrane filter. *Geology* 20, pp. 523 - 526
- COLIN F. et AMBROSI J.P. (1993). - Gold mass transfer during lateritic weathering under equatorial rain forest conditions. *Chemical Geology* 107, pp. 285 - 288
- COLIN F., VIELLARD P. and AMBROSI J. P. (1993)a. - Quantitative approach to physical and chemical gold mobility in equatorial rain forest lateritic environment. *Earth planet. Sci. Lett.* 114, pp. 269-285
- COLIN F., ALARCON C. and VIEILLARD P. (1993)b. - Zircon : an immobile index in soils? *Chem. Geology* 107, pp. 273 - 276

- CORNELL R.M., GIOVANOLI R. and SCHNEIDER W. (1990). – Effect of crysteine and manganese on the crystallization of non crystalline iron (III) hydroxides at pH8. *Clays Clay Min.* 38, pp. 21 - 28
- CORNELL R. M. & SCHWERTMANN U. (1996). - The iron oxides. Structure, properties, reactions, occurrence and uses. *VCH eds*, Germany, 558 p.
- CORNU S., LUCAS Y., LEBON E., AMBROSI J.P., LUIZÃO F., ROUILLER J., BONNAY M and NEAL C. (1999). - Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, Central Amazonia. *Geoderma* 91, pp. 281-295
- CRAMER J. J. and NESBITT H. W.(1983). – Mass-balance relations and trace element mobility during continental weathering of various igneous rocks. *Sci. Geol., Mém.* 73, pp. 63-73
- CURI N. et FRANZMEIER D. P. (1984). - Toposequence of oxisols from the Central Plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Amer. Journ.* 48, pp. 341-346
- D'HOORE J. (1954). – Accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. *INEAC*, 62, 131 p.
- DAVIES T.C. and BLOXHAM T.W. (1979). – Heavy metal distribution in laterites, southwest of regent, Freetown igneous complex, Sierra Leone. *Econ. Geol.* 74, 3, pp. 638 - 644
- DELHUMEAU M. (1965). – Notes de pédologie gabonaise. 4. Les sols ferrallitiques jaunes formés sur le socle granito – gneissique. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, vol. III, 3, pp. 207 – 221
- DELVIGNE J. (1965). – Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mém. ORSTOM*, Paris, 13, 177 p.
- DERRON M.-H. (1999). – Interaction eau-roche de basse température : géochimie des métaux dans l'altération météorique des roches mafiques alpines. *Thèse de Doc.* Univ. Lausanne, 214 p.
- DJEUDA TCHAPNGA H.B., TANAWA E., TEMGOUA E., SIAKEU J. et NGO MASSANA B. (1999). – Mode de circulation, mécanismes de recharge et temps relatifs de séjour des eaux des nappes souterraines des altérites en milieu cristallin : cas du bassin versant de l'Anga'a, Yaoundé, Cameroun. *Géologie et environnement au Cameroun*, VICAT J.P. et BILONG P. ed., Collection GEOCAM, 2/1999, Press Univ. Yaoundé I, pp.117 - 126
- DOS ANJOS L.H.C., FRANZEIER D.P. and SCHULZE D.G. (1995). – Formation of soils with plinthite on a toposequence in Maranhao State, Brazil. *Geoderma* 64, pp. 257 - 279
- DRIESE S.G., MORA C.I., STILES C.A., JOECKEL R.M. and NORDT L.C. (2000). – Mass-balance reconstruction of a modern vertisol: implications for interpreting the geochemistry and burial alteration of paleo-vertisols. *Geoderma* 95, pp. 179 – 204
- DUCHAUFOR Ph. (1983). - Pédologie. Tome 2 : constituants et propriétés des sols. *Masson*, Paris, 477 p.
- DUMONT J.F. (1986). – Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique*, 1 (1), pp. 13 – 19
- ESCHENBRENNER V. (1987). – Les glébules dans les sols de Côte d'Ivoire. *Thèse Univ. de Bourgogne, Dijon*, 1, 498 p.
- ESWARAN H. et TAVERNIER R. (1980). – Classification and genesis of oxisols. In B.K.G. Theng ed. *Soils with variable charge*, New Zeland Soc. Soil Sci., Lower Hutt., 20, pp. 427 – 442
- ETAME J. (1994). - Etude d'une séquence de sols sur gneiss en zone forestière humide du Sud - Cameroun : organisation et évolution des matériaux. *Thèse 3e cycle, Univ. Yaoundé I*, 163 p.
- ETAME J., BILONG P., ROBAIN H., VOLKOFF B. et ENO BELINGA S. M. (1998). – Relation sol jaune et sol rouge dans une séquence de sols sur gneiss en zone forestière du Cameroun. *Sci. Technol. Dev., Univ. Douala*, Vol. 6, n°1, pp. 29 – 37
- EYROLLE F., BENEDETTI M.F., BENAÏM J. Y. and FEVRIER D. (1995). - The distributions of colloidal and dissolved organic carbon, major elements and trace elements in small tropical catchments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 19, pp. 3643 – 3659
- FISCHER W.R. and SCHWERTMANN U. (1975). – The formation of hematite from amorphous iron (III) hydroxide. *Clays Clay Min.* 23, pp. 33 - 37
- FITZPATRICK R.W. and SCHWERTMANN U. (1982). – Al-substituted goethite – an indicator of pedogenic and others weathering environments in South Africa. *Geoderma* 27, pp. 335 - 347
- FONTES, M.P.F. and WEED S.B. (1991). - Iron oxides in selected Brazilian Oxisols : I. Mineralogy. *Soil Sci.Soc.Am.J.* 55, pp. 1143-1149
- FRITSCH E. (1984). – Les transformations d'une couverture ferrallitique : analyse minéralogique et

- structurale d'une toposéquence sur schiste en Guyane française. *Thèse Doct. de Spécialité en Géol. Appliquée*, Univ. Paris VII, 190 p.
- FRITSCH E., HERBILLON A. J., JEANROY E., PILLON P. et BARRES O. (1989). - Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage « sols rouges - sols jaunes » dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt - savane de l'Afrique occidentale (Booro Borotou, Côte - d'Ivoire). *Sci. Géol., Bull.* 42, 2, pp. 65-89, Strasbourg.
- GARRIC M. (1985). - Chimie générale. 3^e édition. *Dunod Université*, 432 p.
- GAVIRIA S. (1993). - Evolution minéralogique et géochimique du fer et de l'aluminium dans les sols ferrallitiques hydromorphes des Llanos Orientales de Colombie. Les états précoces du cuirassement. *Thèse Doct. Univ. Nancy*, 216 p.
- GIOVANOLI R. and CORNELL R.M. (1992). - Crystallization of metal substituted ferrihydrites. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 155, pp. 455 - 460
- GIRESE P., NGUEUTCHOUA G. et NGOSS III S. (1998). - Les flux particuliers du continent camerounais au Golfe de Guinée. Essai de bilan quantitatif. *Géosciences au Cameroun*, VICAT J.P. et BILONG P. (éds.), *collect. GEOCAM, 1/1998, Press. Univ. Yaoundé I*, pp. 65 - 76
- GOUVEIA M.A., PRUDENCIO M.I., FIGUEIREDO M.O., PEREIRA L.C.J., WAERENBORGH J.C., MORGADO I., PENA T. and LOPES A. (1993). - Behavior of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal. *Chemical Geology* 107, pp. 293 - 296
- GRIFFITH G. (1953). - Vesicular laterite. *Nature*, London, 171, 530 p.
- GRIMALDI C. (1988). - Origine de la composition chimique des eaux superficielles en milieu tropical humide : exemple de deux petits bassins versant sous forêt en Guyane française. *Sci. Géol., Bull.* 41, 3-4, pp. 247 - 262
- GRIMALDI C., GRIMALDI M. et BOULET R. (1992). - Etude d'un système de transformation sur schiste en Guyane française. Approches morphologique, géochimique et hydrodynamique. *Séminaire ORSTOM 90 : « Organisation et fonctionnement des altérites et des sols »*, pp. 81 - 87
- GRIMALDI C., FRITSCH E. et BOULET R. (1994). - Composition chimique des eaux de nappe et évolution d'un matériau ferrallitique en présence du système muscovite - kaolinite - quartz. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, série II, pp. 1383 - 1389
- GROMET P. L. and SILVER L. T. (1983). - Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their protogenetic implications. *Geochem. Cosmochim. Acta* 47, pp. 925-939
- HERBILLON A. J. (1994). - Oxydes de fer, gibbsite, oxydes de manganèse et minéraux allophaniques. *In : Pédologie. 2 : Constituants et propriétés du sol.* M. Bonneau et B. Souchier eds, 2^{ème} édition, pp. 17 - 45
- HERBILLON A.J. et NAHON D. (1988). - Laterites and lateritization process. *In : Iron and soils and clay minerals.* J.W. Stucki A.B. Goodman and U.S. Schwertmann eds., D. Riedel Publ. Cop., Dordrecht, pp. 779 - 797
- JEANROY E. (1983). - Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées. Evaluation par des réactifs chimiques d'extraction et apports de la spectrométrie Mössbauer. *Thèse Doc. de l'Université de Nancy I*, 157 p.
- JEANROY E., GUILLET B., DELCROIX P. et JANOT C. (1983). - Les formes du fer dans les sols : confrontation des méthodes chimiques avec la spectrométrie Mössbauer. *Science du sol Bull. AFES*, 3-4, pp. 185-194.
- JEANROY E., RAJOT J.L., PILLON P. et HERBILLON A.J. (1991). - Differential dissolution of hematite and goethite by dithionite and implication on soil yellowing. *Geoderma* 50, pp. 79 - 94
- KADOMURA H. éd. (1984). - Natural and man - induced environmental changes in tropical Africa : case studies in Cameroon and Kenya. Hokkaido Univ., Sapporo, 177 p.
- KAMGANG KABEYENE B. (1998). - Evolution supergène des roches et incidences phytogéographiques : cas du contact forêt - savane du Sud - Est Cameroun. *Thèse Doct. d'Etat*, Univ. Yaoundé I, 208 p.
- KAMPF, N. and SCHWERTMANN U. (1983). - Goethite and hematite in a climosequence in southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. *Geoderma* 29, pp. 27-39
- LACROIX A. (1913). - Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Museum* 5, pp. 255 - 356
- LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1956). - Genèse de certaines cuirasses ferrugineuses en Afrique Occidentale. *Proc. Intern. Congr. Geography*, Rio de Janeiro, pp. 34 - 35.
- LASSERRE M. (1967). - Données nouvelles acquises en géochronologie par la méthode au strontium appliquée à l'étude des massifs cristallins du Cameroun. *C.R. Somm. Sci. Géol. Fr, fasc.* 3, pp. 89 - 90

- LASSERRE M. et SOBA D. (1976). – Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bull. BRGM Fr.*, 2^e série, sect. IV, n° 1, pp. 17 – 32.
- LELONG F. (1967). – Sur les formations latéritiques de Guyane Française. Manière d'être de la kaolinite et de la gibbsite : origine des phyllites micacées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, pp. 2713 – 2716
- LELONG F. et ROOSE E. (1986). – Cycles biogéochimiques comparés de quelques éléments chimiques (Ca, Mg, K, Na, Si, Cl, S) dans divers écosystèmes à végétation naturelle d'Afrique occidentale. *Sci. Géol., Bull.* 39, 2, pp. 173 – 194
- LENEUF N. (1959). - L'altération des granites calco - alcalins et des grano - diorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. *Thèse Sci.* Paris, 210 p.
- LEPRUN J. C. (1979). - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Genèse, transformation, dégradation. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 58, 224 p.
- LETOUZEY R. (1985). - Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/500 000. *Fascicules* 1,2,3,4,5, 24p.
- LOZET J. & MATHIEU C. (1990). – Dictionnaire de science du sol. 2^{ème} édition. Tec & Doc - Lavoisier, 384 p.
- LUCAS Y. (1989). – Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations. *Thèse Univ. Poitiers*, 159 p.
- LUCAS Y. (2001). - The role of plants in controlling rates and products of weathering : importance of biological pumping. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 29, pp. 135 - 163
- LUCAS Y., BOULET R. et ANDRIEUX P. (1986). – Un système pédologique aval en Guyane française. Organisation et fonctionnement hydrodynamique. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, 22, 1, pp. 3 – 16
- LUCAS Y., LUIZO F., CHAUVEL A., ROUILLER J. and NAHON D. (1993). - Relation between the biological activity of the equatorial rainforest and the mineral composition of the soils. *Science* 260, pp. 521-523
- LUCAS Y., NAHON D., CORNU S. et EYROLLE F. (1996). – Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 322, sér. IIa, pp. 1 – 6
- MAIGNIEN R. (1958). - Le cuirassement des sols en Guinée. *Mém. Ser. Carte Géol.* Alsace - et - Lorraine, Strasbourg, 240 p.
- MAIGNIEN R. (1966). – Compte rendu des recherches sur les latérites. Recherches sur les ressources naturelles. *UNESCO*, Paris, 4, 155 p.
- MALEY J. (1987). – Fragmentation de la forêt dense humide africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent : nouvelles données polliniques et chronologiques. Implication paléoclimatique et biogéographique. *Paléoésolo. Africa* 18, pp. 307 – 314
- MARTIN D. (1966). - Etude pédologique dans le Centre Cameroun, Nanga Eboko à Bertoua. *Mém. Orstom*, Paris, 19, 92 p.
- MARTIN D., CHATELIN Y., COLLINET J. et GUICHARD E. (1981). - Les sols du Gabon. Carte au 1/200 000 et notice explicative, 92, *Orstom*, Paris, 66 p.
- MARTIN D. et VOLKOFF B. (1990). - Signification paléoclimatique des cuirasses et des nappes de nodules ferrugineux dans les sols de l'Afrique centrale (rive droite du Zaïre). In *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*, R. LAFRANCHI et D. SCHWARTZ édés., Orstom, Paris, pp. 130-135
- MATHEIS G. (1981). – Trace element patterns in laterite soils applied to geochemical exploration. *Journ. Geoch. Explor.* 15, pp. 471 - 480
- MAURIZOT P., ABESSOLO A., FEYBESSE A., JOHAN J.L. et LECOMTE P. (1986). – Etude et prospection minière du Sud – Ouest Cameroun. *Synthèse des travaux de 1978 à 1985, Rapport BRGM 85*, CMR 066, 274 p.
- MAZALTARIM D. (1989). – Géochimie des cuirasses ferrugineuses et bauxitiques de l'Afrique de l'Ouest et Centrale. *Thèse Doct.*, Univ. Strasbourg, 260 p.
- McFADDEN L.D. and HENDRICKS D.M. (1985). – Changes in the content and composition of pedogenic iron oxyhydroxides in a chronosequence of soils in Southern California. *Quart. Res.* 23, pp. 189 - 204
- McFARLANE M.J. (1976). - Laterite and landscape. *Academic Press*, London, 151 p.
- MEHRA O.P. and JACKSON M.L. (1960). – Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Minerals* 7, pp. 317 - 327
- MELFI A.J., PEDRO G. et VOLKOFF B. (1979). – Naturesa e distribucao dos compostos ferrieros nos solos do Brasil. *Revista brasileira Ciencias do Solo* 3, pp. 47 – 54
- MICHARD G. (1989). - Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. *Publisud*, 357 p.
- MIDDELBURG J. J., VAN DER WEIDJEN C. H. and WOITTEZ J. R. W. (1988). – Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace

- elements during weathering of granitic rocks. *Chem. Geol.* 68, pp. 253-273
- MILLOT G. (1964). – Géologie des argiles. *Masson*, Paris, 499 p.
- MILLOT G. et BONIFAS M. (1955). – Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor.* 8, pp. 3 – 10
- MOTTA, P.E.F. and KAMPF N. (1992). - Iron oxide properties as support to soil morphological features for prediction of moisture regimes in oxisols of Central Brazil. *Z.Pflanzenernaehr. Bodendk.* 155 pp. 385-390
- MUGGLER C.C., VAN LOEF J.J., BUURMAN P. and VAN DOESBURG J.D.J. (2001). – Mineralogical and (sub)microscopic aspects of iron oxides in polygenetic oxisols from Minas Gerais, Brazil. *Geoderma* 100, pp. 147 - 171
- MULLER D. (1979). - Contribution à l'étude de la différenciation des horizons nodulaires de sols ferrallitiques congolais sur granito – gneiss. *Thèse Univ. Paris 7*, 115 p.
- MULLER D., BOCQUIER G., NAHON D. et PAQUET H. (1981). – Analyses des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 18, pp. 87 – 109
- 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. *Thèse Univ. Paris VII*, t. 1, 188 p.
- MULLER J. P. and BOCQUIER G. (1986). - Dissolution of kaolinites and accumulation of iron oxides in lateritic-ferruginous nodules : mineralogical and microstructural transformations. *Geoderma*, 37, pp. 113-136
- NAHON D. (1976). – Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 44, 232 p.
- NAHON D. (1986). – Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In : Rates of chemical weathering of rocks and minerals, S.M. Coleman and D.P. Dethier eds., Academic Press Inc., pp. 169 – 191
- NAHON D. (1987). – Microgeochemical environments weathering. In : Geochemistry and Mineral Formation in the Earth Surface, *Int. Meeting Proc.*, Granada, Spain, 1986, Rodriguez-Clemente, R., and Tardy Y. Eds., Consejo Superior de Investigaciones Cientificas (CSIC), Madrid, pp. 141 – 156
- NAHON D. (1991). - Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. *John Wiley and Sons ed.*, New York, 297 p.
- NAHON D., JANOT C., KARPOFF A.M., PAQUET H. et TARDY Y. (1977). – Mineralogy, spectrography and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the western part of Senegal. *Geoderma* 19, pp. 263 – 277
- NAHON D., JANOT C., PAQUET H., PARRON C. et MILLOT G. (1979). - Epigénie du quartz et de la kaolinite dans les accumulations ferrugineuses superficielles. La signification des goethites et hématites alumineuses. *Sci. Géol. Bull.* 32, 4, pp. 165-180
- NAHON D., MELFI A. et CONTE C.N. (1989). – Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sud. Sa transformation in situ en latosols de la forêt équatoriale actuelle. *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 308, sér. II*, pp. 755 – 760
- NAHON D. et MERINO E. (1997). – Pseudomorphic replacement in tropical weathering : evidence, geochemical consequences, and kinetic-rheological origin. *Am. Journ. Sci.* 297, (4), pp. 393 - 417
- NALOVIC LJ. (1977). – Recherches géochimiques sur les éléments de transition dans les sols. Etude expérimentale de l'influence des éléments traces sur le comportement du fer et l'évolution des composés ferriques au cours de la pédogenèse. *Tr. et Doc. ORSTOM*, 66, 235 p.
- NDAM J. (1998). – Bilans hydrogéochimiques sous forêt tropicale humide en Afrique : du bassin expérimental de Nsimi-Zoétéélé aux réseaux hydrographiques du Nyong et de la Sanaga au Sud – Cameroun. *Thèse Univ. Paris 6*, 290 p.
- NDAM J. BRAUN J.J, MEYBECK M. et BEDIMO BEDIMO J.-P. (1998). – Réactualisation des données hydroclimatologiques des bassins fluviaux de la Sanaga et du Nyong (Sud – Cameroun). *Géosciences au Cameroun, VICAT J.P. et BILONG P. éd., collect. GEOCAM, 1/1998, Press. Univ. Yaoundé I*, pp.51 - 64
- NEDELEC A. (1992). - Late Calc-Alkaline Plutonism in the Archaean Ntem unit : the Sangmelima granodioritic suite (South Cameroon). *Études réc. sur la géol. de l'Afri.*, 25-28
- NEDELEC A. et NSIFA E.N. (1987). – Le complexe du Ntem (Sud Cameroun) : une série tonalito – trondhjémitique archéenne typique. *Cur Reas. In Africa Earth Sci.* Matheis and Schandemeir (eds), pp. 3 – 6

- NESBITT H.W. (1979). – Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of granodiorite. *Nature* 279, pp. 206-210
- NESBITT H.W., MARKOVICS G. and PRICE R.C. (1980). – Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, pp. 1659 - 1666
- NGUETNKAM J.-P. (1994). - Etude d'une toposéquence de sols sur granite dans la région forestière de Mvangan (Sud - Cameroun). Caractérisation de deux domaines de pédogenèse différenciés. *Thèse 3e cycle, Univ. Yaoundé I*, 165 p.
- NOVIKOFF A. (1974). – L'altération des roches dans le massif du Chaillu (République populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. *Thèse ès Sci., Univ. Strasbourg*, 298 p.
- NOVIKOFF A. et TARDY Y. (1992). – Les cuirasses ferrugineuses de Banakoro (Sud Mali). Problèmes de l'épigénie de la kaolinite par les oxydes de fer. In: *Sém. ORSTOM 90 : Organisation et fonctionnement des altérites et des sols*. J.M. Wackermann éd., Paris, pp. 201 - 216
- NYECK B. (1988). – Organisation et aptitudes des sols de Zoétéélé dans la région forestière humide du Sud - Cameroun. Exemple de deux toposéquences sur granite. *Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Yaoundé*, 326 p.
- NYECK B., BILONG P., ENO BELINGA S.M. et VOLKOFF B. (1993). - Séquence d'évolution de sols sur granite dans le Sud du Cameroun. Cas des sols de Zoétéélé. *Ann. Fac. Sci. H.S.I. Chimie - Sciences de la Terre*, pp. 254 - 277
- NZENTI J.P. (1987). – Pétrogenèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun). Eléments pour un modèle géodynamique de la chaîne pan-africaine Nord - Equatoriale. *Thèse Doct. Univ. Nancy I*, 156 p.
- OLIVIE LAUQUET G. (1996). – Analyses des transferts solides dans la géosphère tropicale : exemple du bassin versant du Nyong (Cameroun). *Thèse Doct., Univ. Paris VII*, 204 p.
- OLIVRY J. C. (1986). - Fleuves et rivières du Cameroun. *Monographies Hydrologiques ORSTOM N°9*. Ed. MESRES-ORSTOM. 733 p.
- ONGUENE MALA (1993). - Différenciations pédologiques dans la région de Yaoundé (Cameroun) : transformation d'un sol rouge ferrallitique en sol à horizon jaune et relation avec l'évolution du modelé. *Thèse Univ. Paris VI*, 254 p.
- PALUMBO B., ANGELONE M., BELLANCA A., DAZZI C., HAUSSER S., NERI R and WILSON J. (2000). – Influence of inheritance and pedogenesis on heavy metal distribution in soils of Sicily, Italy. *Geoderma* 95, pp. 247 - 266
- PAQUET H. (1970). – Evolution géochimique des matériaux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Géol. Alsace - Lorraine* 30, 212 p.
- PARRISH J. J., ZIEGLER A. M. et SLOTESE C. R. (1982). - Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites of the Mesozoic and Cenozoic. *Pal. Pal. Pal.* 40, pp. 67 - 101
- PEDRO G. (1966). – Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultants de l'altération superficielle. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262, pp. 1828 - 1831
- PEDRO G. (1994). – Les conditions de formation des constituants secondaires. In: *Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol*. M. Bonneau et B. Souchier éd., Masson, pp. 65 - 78
- PEDRO G. et DELMAS A.B. (1970). – Les principes géochimiques de la distribution des éléments traces dans les sols. *Ann. Agron.*, vol. 21, pp. 483 - 518
- PETERSCHMITT, E., FRITSCH E., RAJOT J.L and HERBILLON A.J. (1996). - Yellowing, bleaching and ferritisation processes in soil mantle of the Western Ghats, South India. *Geoderma* 74 pp. 235-253
- PFEIFER H.-R., LAVANCHY J.-C. and SERNEELS V. (1991). – Bulk chemical analysis of geological and industrial materials by X-ray fluorescence, recent developments and application to materials rich in iron oxide. *J. trace and microprobe techn.*, 9 (2& 3), pp. 127 - 147
- PFEIFER H.-R., DERRON M.-H., REY D., SCHLEGEL C., ATTEIA O., DALLA PIAZZA R., DUBOIS J.-P. and MANDIA Y. (2000). – Natural trace element input to the soil-sediment-water-plant system: examples of background and contaminated situations in Switzerland, Eastern France and Northern Italy. In: *Trace metals in the environment*, B. Markert and K. Friese eds, Elsevier, pp.33 - 85
- PODWOJEWSKI P. et BOURDON E. (1996). – Le processus d'induration des oxydisols goethitiques sur péridotites en Nouvelle - Calédonie : un mode particulier d'induration de type plinthite. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 322, sér. Iia, pp. 453 - 459

- PUGH J.C. (1953). – High level surfaces in the eastern highlands of Nigeria. *South Africa J. Geog.* 36, pp. 31 – 42
- RAMBAUD D. (1969). – Etude sur la répartition des éléments traces dans quelques sols ferrallitiques. *Thèse Doc.*, Univ. Paris, 157 p.
- REGNOULT, J.-M. (1986).- Synthèse géologique du Cameroun. Min. des Mines et de l'Energie. *Dir. des Mines et de la Géologie*, France, 119 p.
- REYRE D. (1966). – Bassins sédimentaires du littoral africain, 1^{ère} partie : littoral atlantique. *Symposium*, New Dehli, 1964, Univ. Internat. Sci. Géol.eds, ASGA, 303 p.
- ROBAIN H. (1993). - Caractérisations et classification des sols de la région forestière humide du Sud - Cameroun. *Symposium sur les alternatives à l'agriculture sur brulis*, Kribi du 6 au 7 dec. 1993, 10, 101 p.
- ROBAIN H., DESCLOITRES M., RITZ M., YENE ATANGANA Q. (1996). – A multiscale electrical survey of a lateritic soil system in the rain forest of Cameroon. *Jour. Applied Geophysic*, 34, pp. 237 – 253, Elsevier.
- ROOSE E. (1980). – Dynamique actuelle des sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. *Thèse Doc.*, Univ. Orléans, France, 587 p.
- ROSELLO V., MULLER J.P., ILDEFONSE Ph. et BOCQUIER G. (1982). – Analyse de transformations structurales et minéralogiques, par altération et pédogenèse, d'une migmatite de l'Est du Cameroun. *Ann. Fac. Sci.*, sér. IV, t. 1, Univ. Yaoundé, pp. 7 – 34
- SARAZIN G., ILDEFONSE Ph. et MULLER J.P. (1982). – Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferrallitique. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, pp. 1267 – 1279
- SHELLMANN W. (1983). – A new definition of laterite. *Nat. resour. Dev.* 18, pp. 7-21.
- SHELLMANN W. (1994). – Geochemical differentiation in laterite and bauxite formation. *Catena* 21, pp. 131 – 143
- SCHMIDT – LORENTZ R. (1964). – Contribution to the micromorphology of the accumulation of iron and aluminium oxide in the decomposition of clay in the laterites of Kerala and ceylon. *In : Soil Micromorphology*, A. Jongerius ed., Elsevier, Amsterdam, pp. 279 – 289
- SCHMITT H.W. et STICHER H. (1991). – Heavy metals compounds in the soil. *In : Metals and their compounds in the environment*. Merian eds, Verlag.
- SCHULZE D. G. (1984). - The influence of aluminium on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substitued goethites and estimation of Al from them. *Clays and clay minerals* 32, pp. 36-44
- SCHWERTMANN U. (1985). – The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. *In : Stewart B.A. (eds). Adv. Soil Sci., vol. 1, pp. 171 - 200*
- SCHWERTMANN U. (1988). – Occurrence and formation of iron in various pedoenvironments. *In : Iron in soils and clay minerals*. J.W. Stucki, B.A. Goodmann and U. Schwertmann (eds), *D. Reidel Publ. Co. Dordrecht*, Tokyo, NATO ASI, ser. 217, pp. 267 - 302
- SCHWERTMANN U. (1993). – Relations between iron oxides, soil color and soil formation. *In : Bigham J. M. and Ciolkosz E.J. (eds). Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ.* 31, pp. 51 - 69
- SCHWERTMANN U. et TAYLOR R. M. (1977). - Iron oxydes. *In « Minerals in soil environments », J.B. DIXON & S.B. WEED (éds), Soil Sci. Soc. Amer. Madison, Wiscosin, 948 p.*
- SCHWERTMANN U. and MURAD E. (1983). – Effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite. *Clays Clay Min.* 31, pp. 277 - 284
- SCHWERTMANN U. and KAMPF N. (1985). – Properties of goethite and hematite in kaolinite soils of Southern and Central Brazil. *Soil Sci.* 139, pp. 344 – 350
- SEGALEN P. (1956). – Etude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar. *Mém. Inst. Sci. Madagascar*, 8, 182 p.
- SEGALEN P. (1964). – Le fer dans les sols. *Int. Doc. Tech., ORSTOM*, Paris, 4, 150 p.
- SEGALEN P. (1967). – Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 2, pp. 137 – 187.
- SEGALEN P. (1995). – Les sols ferrallitiques. Tomes 2 et 3, *Coll. Etudes et Thèses Orstom*, Paris
- SEYLER F. et VOLKOFF B. (1993). - Spatialisation de l'étude pédologique d'un bassin versant élémentaire sous forêt dense à l'aide d'une image TM. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, vol. XXVII, n°1, pp. 95 - 106
- SHAW D.M. (1964). – Interprétation géochimique des éléments traces dans les roches cristallines. Masson, 237 p.
- SIGG L., STUMM W. et BEHRA P. (1992). Chimie des milieux aquatiques. *Masson*, 391p.

- SIGHA-NKAMDJOU L. (1993). - Fonctionnement hydrochimique d'un écosystème forestier de l'Afrique centrale: La Ngoko à Moloundou (Sud - Est du Cameroun). *Th. Doc. Uni. Paris XI*, 380 p., *Coll. TDM Orstom*, n° 111, 1994, 380 p.
- SIGHA-NKAMDJOU L., ORANGE D., SIGHOMNOU D., SEYLER P., NIA P. et NAAH E. (1998). - Physicochimie des précipitations en milieu forestier sud - camerounais. *Géosciences au Cameroun*, VICAT J.P. et BILONG P. éd., collect. GEOCAM, 1/1998, Press. Univ. Yaoundé I, pp. 41-50
- SOMBROEK W.G. and CAMARGO M.N. (1983). - Groundwater laterite and ironstone in Brazil, with examples from the Amazon region. *Proceedings 2nd Seminar on lateritization processes*, A.J. Melfi and A. de Carvalho eds, USP Sao Paulo, Brazil, pp. 541 - 552
- STEINBERG. M. and COURTOIS C. (1976). - Le comportement des terres rares au cours de l'altération et ses conséquences. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XVIII, n° 1, pp. 13-20
- STIERS W. and SCHWERTMANN U. (1985). - Evidence for manganese substitution in synthetic goethite. *Geoch. Cosmochim. Acta* 49, pp. 1909 - 1911
- SUCHEL J.B. (1972). - La répartition des pluies et les régimes pluviométriques au Cameroun. *Trav. et Doc. de Géogr. Trop.*, 5, CEGET, Talence, 287 p.
- SUN S.S. et Mc DONOUGH W.F. (1989). - Chemical and isotopic systematics of ocean basalts : implications for mantle composition and processes. In : SAUNDERS A.D. and NORRY M.J. Eds., *Magmatism in the ocean basins*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, pp. 313 - 345
- SVERDRUP H. and WARFVINGE P. (1988). - Profile : a mechanistic geochemical model for calculation weathering rates. In : *Proceedings of the 7th Intern. Symp. on water-roch interaction*, vol. 1, Y.K. Kharaka and A.S. Maest eds, pp. 585 - 590
- TARDY Y. (1969). - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lor.* 31, 199 p.
- TARDY Y. (1993). - Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. *Masson*, Paris, 459 p.
- TARDY Y. et MONNIN C. (1983). - Recherches sur les mécanismes du concrétionnement. Coefficients d'activité des ions, solubilité des sels et de la silice dans les pores de petite taille. *Bull. Minéral.* 106, pp. 321 - 328
- TARDY Y. et NAHON D. (1985). - Geochemistry of laterites, stability of Al - goethite, Al - hematite and Fe - kaolinite in bauxites and ferricretes : an approach to the mechanism of concretion formation. *Amer. Jour. Sci.* 285, pp. 865 - 903
- TARDY Y. et ROQUIN C. (1998). - Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales. *Editions BRGM*, Orléans, France, 431 p.
- TARDY Y., MELFI A.J. and VALETON I. (1988)a. - Climats et paléoclimats tropicaux périalantiques - Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques : température et activité de l'eau sur la répartition et la composition minéralogique des bauxites et des cuirasses ferrugineuses, au Brésil et en Afrique. *C.R. Acad. Sci. Paris, sér. II*, 306, pp. 289 - 295
- TARDY Y., BARDOSSY G. and NAHON D. (1988)b. - Fluctuations de l'activité de l'eau et successions des minéraux hydratés et déshydratés au sein des profils latéritiques ferrugineux et bauxitiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, sér. II*, 307, pp. 753 - 759
- TARDY Y., TROLARD F., ROQUIN C. et NOVIKOFF A. (1990). - Distribution of hydrated and dehydrated inergies in lateritic profiles and landscapes. In : *Geochemistry of the earth's surface and of mineral formation*, 2nd Internat. Symposium. Y. Noack et D. Nahon eds., *Chem. Geol.* 84, pp. 133 - 136
- TCHAMENI R. (1997). - Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Paléoprotérozoïque du Sud - cameroun (Groupe du Ntem, craton du Congo). *Thèse Univ. Orléans*, 356 p.
- TEMATIO P. (1994). - Etude d'une toposéquence sur gneiss dans l'écosystème forestier humide de Mvangan (Sud - Cameroun) : différenciation de trois domaines de pédogenèse sur interfluve élevé. *Thèse 3e cycle, Univ. Yaoundé I*, 234 p.
- TEMATIO P., BITOM D., BILONG P., VOLKOFF B. et ENO BELINGA S.M. (1999). - Evolution morphopédologique des collines hautes dans la région de Mvangan au Sud - Cameroun : exemple de Nkolmbess. *Géologie et environnement au Cameroun*, VICAT J.P. et BILONG P. éd., Collection GEOCAM, 2/1999, Press Univ. Yaoundé I, pp.221 - 228
- TEMGOUA E. (2001). - Les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants en zone forestière humide du Sud-Cameroun. Evolutions pétrologiques des faciès et des éléments traces en relation avec le cuirassement. *Thèse Doct. Univ. Lausanne*, 165 p.
- TEMGOUA E., BITOM D, BILONG P, NDJIGUI P.D. et ENO BELINGA S.-M. (1999). - Les accumulations ferrugineuses de bas de versants en zone forestière humide d'Afrique centrale : morphologie, faciès et relation avec le modelé.

- Géologie et environnement au Cameroun*, VICAT J.P. et BILONG P. (eds), Collection GEOCAM, 2/1999, Press Univ. Yaoundé I, pp. 229 – 241
- TEMGOUA E., BITOM D., DJEUDA TCHAPNGA H.B., TANAWA E. & YONGUE-FOUATEU R. (2000). - Habitation, agricultural practices and degradation of soils in urban area : The case of Ngoa Ekélé and Oyomabang hamlets in Yaounde - Cameroon. *Proceedings, 1st Intern. Conf. on Urban Soil*, University of Essen, Germany, July 2000, W. Burghardt and D.A. Hiller eds., pp.701 - 707
- TEMGOUA E., PFEIFER H.-R. et BITOM D. (2001). Les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants et l'évolution du paysage en zone forestière humide du Sud – Cameroun. *Réunion annuelle, Société Suisse de Pédologie, Ascona*. Poster 23
- TEMGOUA E., BITOM D., BILONG P. LUCAS Y. et PFEIFER H.R. (2002)a. – Démantèlement des paysages cuirassés anciens en zones forestières tropicales d'Afrique centrale : formation d'accumulations ferrugineuses actuelles en bas de versants. *C.R. geosciences*, 334, pp. 537-543
- TEMGOUA E., PFEIFER H.-R. et BITOM D. (2002)b. – Trace element differentiation in ferruginous accumulation soil patterns under tropical rainforest of southern Cameroon, the role of climatic change. *Sci. Total Env.*, in press
- THIEL A. (1963). – Zum system. – FeOOH – AlOOH. *Z. anorg. Allog. Chem.*, Hamburg, Leipzig, 326, pp. 70 – 78.
- TORRENT J., GUZMAN R. and PARRA M.A. (1982). – Influence of relative humidity on the crystallization of Fe (III) oxides from ferrihydrite. *Clays Clay Min.* 30, pp. 337 - 340
- TOSIANI D.T., LO MONACO S. and RAMIREZ A. (1990). – Geochemistry of major and trace elements in Los Pijiguaos bauxite ore, Venezuela. In: *Geochemical of the earths surface and of mineral formation, 2nd International Symposium*, July, 2-8, 1990, Aix en Provence, France, *Chemical Geology*, Vol. 84, N° ¼, Alexander et al. (éds), pp. 137 - 138
- TROLARD F. et TARDY Y. (1987). - The stabilities of gibbsite, boehmite, aluminous goethites and aluminous hematites in bauxites, ferricretes and laterites as function of water activity, temperature and particule size. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, n°4, pp. 945-957
- TROLARD F., BOURRIE G., JEANROY E., HERBILLON A. J. & MARTIN H. (1995). – Trace metals in natural iron oxides from laterites : a study using selective kinetic extraction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, n° 7, pp. 1285-1297
- VALLERIE M. (1973). – Contribution à l'étude des sols du Centre sud Cameroun. Types de différenciation morphologique et pédogénétique sous climat subéquatorial. *Trav. et Doc. Orstom* 29, 111 p.
- VEILLON L. (1990). - Sols ferrallitiques et podzols en Guyane septentrionale : relations entre systèmes de transformations pédologiques et évolution historique d'un milieu tropical humide et forestier. *Thèse Doctorat*, Univ. Paris 6, 194 p.
- VICAT J.-P. (1998). - Les grands traits géologiques du Cameroun. *Géosciences au Cameroun*, VICAT J.P. et BILONG P. ed., *Collection GEOCAM*, 1/1998, Press Univ. Yaoundé I, pp. 1 - 3
- VICAT J.-P. (1999). – Croquis géologiques du Cameroun. *Géologie et environnement au Cameroun*, VICAT J.P. et BILONG P. ed., *Collection GEOCAM*, 2/1999, Press Univ. Yaoundé I, pp. 441 – 443
- VIDAL Ph. (1994). – Géochimie. *Coll. Géosciences*, Dunod, Paris, 190 p.
- VIERS J., DUPRE B., POLVE M., SCHOTT J., DANDURAND J.-L and BRAUN J.-J. (1997). - Chemical weathering in the drainage basin of a tropical watershed (Nsimi-Zoété site, Cameroon) : comparison between organic-poor and organic-rich waters. *Chem. Geol.* 140, pp. 181-206
- VIZIER J.F. (1983). – Etude des phénomènes d'hydromorphie dans les sols des régions tropicales à saisons contrastées. Dynamique du fer et différenciation des profils. *Trav. Doc. Orstom*, 165, 294 p.
- VOLKOFF B. (1984-1985). - Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, 21, 4, pp. 225-236
- WAKERMANN J.M. (1975). – L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semi-humide. Etude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal oriental, conséquences pour la cartographie et la prospection. *Orstom*, Paris, 373 p.
- WHITE A.F. (1995). – Chemical weathering rates of silicate minerals in soils. In : *Chemical weathering rates of silicate minerals*. A.F. White and S.L. Brantley eds, *Min. Soc. Am.* 31, pp. 407 - 461
- WRIGHT V.P., SLOAN R.J., VALERO GARCES B. and GARVIE L.A.J. (1992). – Groundwater ferricretes from the Silurian of Ireland and Permian of the Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology* 77, pp. 37 - 49

- 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. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Yaoundé, 214 p.
- YONGUE - FOUATEU R. (1995). - Les concentrations métallifères de nickel et de cobalt à partir de l'altération latéritique des roches ultrabasiques serpentinisées du Sud - Est Cameroun. *Thèse Doctorat d'Etat*, Univ. Yaoundé I, 260 p.
- YONGUE - FOUATEU R. et ENO BELINGA S.M. (1987). - Les formes du fer dans les faciès d'altération et de cuirassement ferrugineux des gneiss migmatitiques de la région de Yaoundé. *Ann. Fac. Sci.*, Univ. Yaoundé, n° 3 et 4, pp. 49 - 67
- YONGUE - FOUATEU R., BOLI BABOULE Z., TEMGOUA E. et BITOM D. (1999). - L'érosion hydrique en milieu urbain. Le cas du quartier Oyomabang - Yaoundé. *Colloques Hommes et Erosion, Chambre du Commerce, Yaoundé - Cameroun, Décembre 1999. A paraître dans la revue EROSION 19*
- YOUNG G.M. and NESBITT H.W. (1998). - Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliclastic sediments and sedimentary rocks. *Journ. of Sedim. Research*, Section A, 68, 3, pp. 448 - 455
- ZEEGERS H. et LEPRUN J.P. (1979). - Evolution des concepts en altérogologie tropicale et conséquences potentielles pour la prospection géochimique en Afrique Occidentale soudano - sahélienne. *Bull. BRGM*, II, 2, pp. 229 - 239.

ANNEXES

Annexe 1

LISTE DES TABLEAUX ET FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

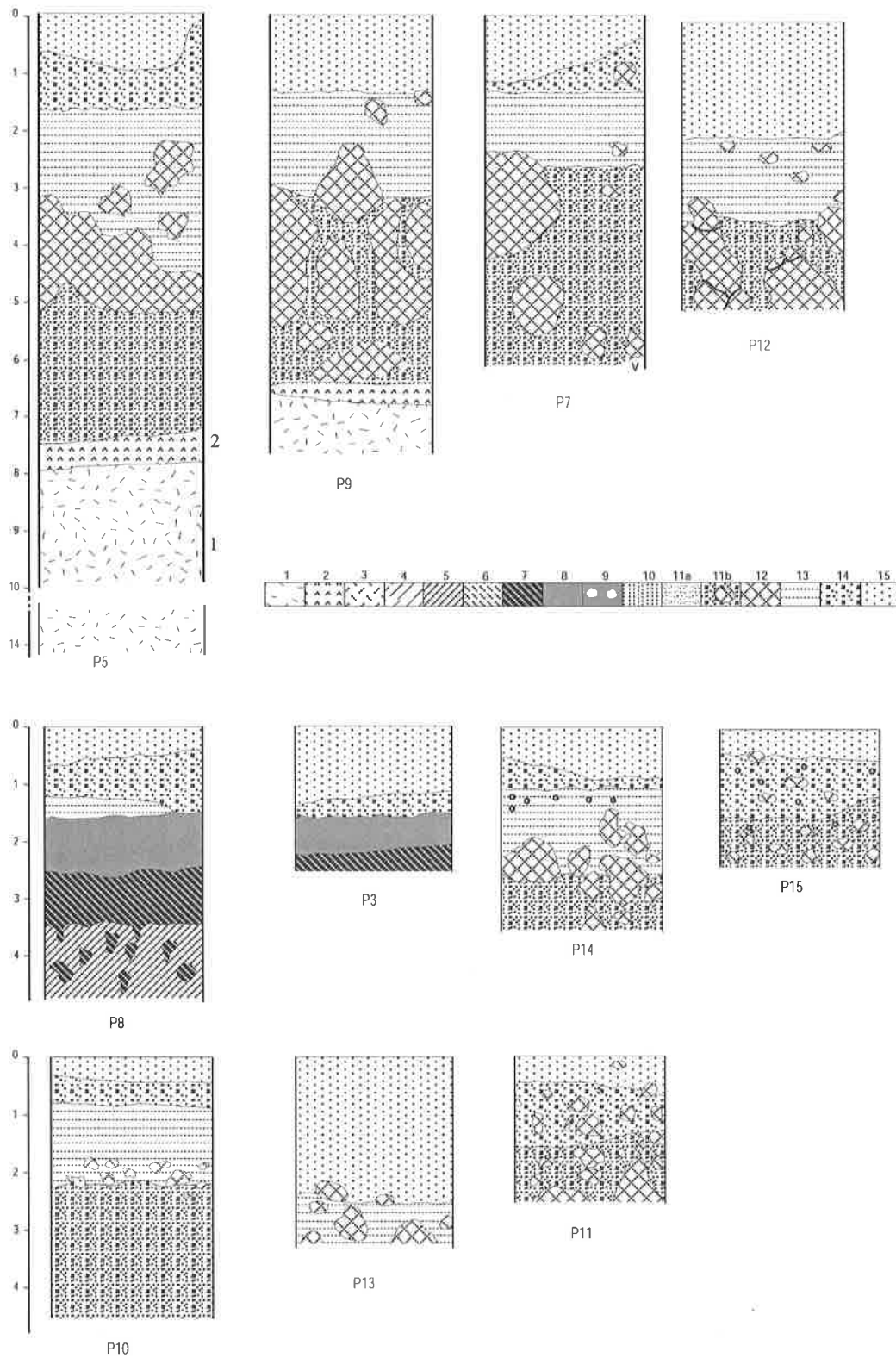
N°	Titres	Pages
1.I	Différents termes employés pour désigner les formations pédologiques de bas de versants	9
2.I	Données des moyennes de précipitations et de températures de la station de Sangmélina de 1978 à 1997 (20 ans)	12
3.I	Analyse modale du granodiorite du site de Meyomessala	23
5.I	Composition minéralogique des principaux faciès du plateau sommital	37
5.II	Composition chimique des plasmas isaltéritiques et allotéritiques	37
5.III	Compositions chimiques ponctuelles des matériaux altéritiques	37
5.IV	Composition chimique totale des principaux faciès cuirassés et nodulaires du plateau sommital	38
5.V	Composition minéralogique des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de pente faible.....	41
5.VI	Composition chimique des différentes phases des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants sur pente faible	41
5.VII	Taux de substitution en mole % d'Al dans les goethites des faciès de pente faible	43
5.VIII	Composition minéralogique des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de pente moyenne.....	45
5.IX	Composition chimique des différentes phases des différents faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants sur pente moyenne	47
5.X	Composition minéralogique et chimique des deux principales phases de l'argile tachetée	52
6.I	Cations substituant le Fe ^{III} dans différents oxy-hydroxydes de fer	58
6.II	Teneurs de Fe et Al dans les oxydes et taux de substitution du fer par l'aluminium dans les oxydes de fer.....	60
6.III	Données analytiques des éléments majeurs et des traces de deux échantillons de granodiorite du site de Meyomessala	61
7.I	Date d'apparition de l'étiage absolu pendant la grande saison sèche.....	77
7.II	Date d'apparition du maximum annuel de crue.....	77
7.III	Débits moyens mensuels	77
7.IV	Moyennes des caractéristiques du cours d'eau Zembe au cours des saisons.....	82
7.V	Analyse granulométrique des horizons sous et au dessus de la nappe perchée.....	84
8.I	Ordre de mobilité des éléments au bas de versants de l'interfluve de Meyomessala sur pente faible et sur pente moyenne.....	92
 Annexes		
A.I	Analyses des traces : généralités	123
A.II	Analyses traces : propriétés de l'étalonnage	123
A.III	Eléments majeurs dans les volumes pédologiques du site de Meyomessala.....	124
A.IV	Eléments traces dans les volumes pédologiques du site de Meyomessala.....	124
A.V	Densités apparentes et taux de mobilisation des éléments dans les volumes pédologiques du site de Meyomessala	125
A.VI	Masse des éléments dans les volumes pédologiques du site de Meyomessala	125
A.VII	Teneurs des éléments obtenues par extractions chimique.....	127
A.VIII	Compositions chimiques des eaux du site de Meyomessala	127
A.IX	Données des précipitations de la station de Sangmélina de 1934 à 1997.....	128

LISTE DES FIGURES

N° Titres	Pages
1.1 Schéma comparatif des évolutions des accumulations du fer en zone forestière et en zone de savane	8
1.2 Présentation schématique du plan du mémoire.....	10
2.1 Localisation du site d'étude de Meyomessala dans le plateau sud – camerounais et du Cameroun en Afrique	11
2.2 Phytogéographie de la région de Meyomessala et ses environs.....	12
2.3 Formations et structure géologiques du Sud – Ouest Cameroun.....	14
2.4 Distribution des grands ensembles morphologiques en Afrique centrale.....	16
2.5 Unités morphologiques et hydrographie du secteur d'étude.....	17
2.6 Morphologie de la région de Meyomessala.....	18
2.7 Profil topographique de la région d'étude.....	19
2.8 Carte des sols du Cameroun, au Sud du 8° parallèle, au sein du domaine ferrallitique.....	20
3.1 Détail des unités morphologiques dans le site de Meyomessala.....	21
3.2 Itinéraires de prospection du site de Meyomessala	22
3.3 Structure microscopique du granodiorite à quartz du site de Meyomessala	22
3.4 Structure du plagioclase déformé	23
3.5 Les principales unités de modelé de l'interfluve de Meyomessala et exemple de profil topographique	25
4.1 Organisation verticale des horizons du site d'étude dans les profils de bas de versants	31
4.2 Toposéquences des sols du site de Meyomessala	33
4.3 Répartition spatiale des différents faciès pédologiques dans le site de Meyomessala et les profils représentatifs des sols	34
5.1 Différenciations micromorphologiques des horizons d'altération et celles des horizons du décuirassement ...	36
5.2 Macroscopie du faciès argile bariolée	40
5.3 Présentation micromorphologique de l'argile bariolée	40
5.4 Faciès carapace vacuolaire bariolée	42
5.5 Relation FM brun jaune et FM brun rouge dans la carapace vacuolaire bariolée	42
5.6 Fond matriciel rouge vif, à liséré jaune	43
5.7 Faciès argile tachetée	43
5.8 Présentation du FM orangé du faciès argile tachetée et relation avec le FM jaune	44
5.9 Fond matriciel brun rouge de l'argile tachetée	44
5.10 Faciès argile bariolée	45
5.11 Fond matriciel brun jaune de l'argile bariolée	45
5.12 Vermicule de kaolinite dont les fissures sont pénétrées par le plasma ferrugineux rouge sombre	45
5.13 Relation FM rouge sombre dans le fond matriciel jaune et FM gris des vacuoles	46
5.14 Fond matriciel rouge sombre de l'argile bariolée	46
5.15 Faciès carapace massive bariolée	47
5.16 Relation entre le FM gris, le FM brun rouge et le FM rouge sombre de la carapace massive bariolée	47
5.17 Fond matriciel brun jaune de la carapace massive bariolée	47
5.18 Limite entre les plasmas brun rouge et gris dans la carapace massive bariolée	48
5.19 Fond matriciel rouge de la carapace massive bariolée	48
5.20 Faciès carapace massive tachetée	49
5.21 Fond matriciel brun jaune de la carapace massive tachetée	49
5.22 Fond matriciel brun rouge de la carapace massive tachetée	49
5.23 Quartz fragmenté à fissures ouvertes ou remplies du plasma ferrugineux rouge sombre	50
5.24 Relation entre le plasma rouge sombre et le plasma rouge vif	50
5.25 Cutane jaune à structure masépique séparant les fissures et le FM brun jaune au sommet de la carapace massive tachetée	50
5.26 Fond matriciel brun jaune	51
5.27 Fond matriciel noir isotique	51
5.28 Relation entre les FM brun jaune, noir et les cutanes jaunes	51
5.29 Schéma montrant une forte dissolution du fer à partir de l'altération kaolinitique de la cuirasse dans le profil de l'amont de l'interfluve de Meyomessala	53

5.30	Composition chimique de la cuirasse et de ses faciès d'altération dans le diagramme ternaire $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$	53
5.31	Evolutions structurale, minéralogique et géochimique d'une accumulation ferrugineuse par réseau de fissures en bas de versants de pente faible	54
5.32	Evolutions structurale, minéralogique et géochimique d'une accumulation ferrugineuse par agradation à partir des domaines lithorelictuels en bas de versants sur pentes forte et moyenne	56
6.1	Variation des formes amorphes de fer et de l'aluminium le long du profil de pente moyenne, comparaison avec le faciès cuirassé amont	59
6.2	Variation des formes amorphes de fer et de l'aluminium le long du profil de pente faible, comparaison avec le faciès cuirassé amont	60
6.3	Valeurs normalisées des éléments traces du granodiorite de la région de Meyomessala par rapport aux chondrites	61
6.4	Variations géochimiques le long du profil P16 sur pente faible	62
6.5	Rapport fer contre silice/aluminium dans différents faciès pédologiques de l'interfluve de Meyomessala	63
6.6	Rapport fer contre titane dans différents faciès pédologiques de l'interfluve de Meyomessala	63
6.7	Valeurs normalisées des éléments traces des faciès de pente faible par rapport aux chondrites	64
6.8	Rapport Ce/Ce^* et $(\text{La/Nd})_{\text{ch}}$ sur pente faible	64
6.9	Variations géochimiques le long du profil P6 sur pente moyenne	65
6.10	Valeurs normalisées des éléments traces des faciès de pente moyenne par rapport aux chondrites	66
6.11	Rapport Ce/Ce^* et $(\text{La/Nd})_{\text{ch}}$ sur pente moyenne	66
6.12	Valeurs normalisées des éléments traces des faciès de pente forte par rapport aux chondrites	67
6.13	Variations géochimiques le long du profil P5 du plateau sommital	67
6.14	Valeurs normalisées des éléments traces des faciès en amont de l'interfluve par rapport aux chondrites	67
6.15	Rapport Ce/Ce^* et $(\text{La/Nd})_{\text{ch}}$ en amont de l'interfluve d'étude	68
6.16	Evolution de la densité apparente, de la déformation des matériaux pédologiques par rapport au Zr et au Ti sur pente faible, moyenne et en amont de l'interfluve d'étude	70
6.17	Comparaison du taux de déformation par rapport au Zr à celui établi par rapport au Ti	71
6.18	Bilans géochimiques dans le profil P16 de pente faible	71
6.19	Bilans géochimiques dans le profil P6 de pente moyenne	72
7.1	Courbes ombrothermiques de la station de Sangmélima (1978 – 1997)	76
7.2	Fluctuations saisonnières de la nappe permanente en bas de versant sur pente faible	79
7.3	Fluctuations saisonnières de la nappe permanente en bas de versant sur pente moyenne	80
7.4	Evolution du niveau du cours d'eau Zembe en fonction des épisodes de pluies au cours de la campagne de terrain de septembre 1997	83
7.5	Diagramme de stabilité dans le système Si-Al à 25°C	85
8.1	Evolution structurale des accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants sur pente moyenne et sur pente faible	88
8.2	Bilan du fer et de l'aluminium par rapport à la déformation des faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles	90
8.3	Teneurs des éléments alcalino-terreux et des LREE comparées au fer dans les différents faciès ferrugineux et dans la roche	91
8.4	Teneurs des éléments de transition comparées au fer dans les différents faciès ferrugineux et dans la roche ..	91
8.5	Corrélations entre certains éléments traces	92
9.1	Evolution de la composition chimique moyenne des faciès dans le diagramme ternaire $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$..	98
9.2	Différenciation géochimique des faciès les plus développés des trois séquences d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants	99
9.3	Répartition des accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants déjà identifiés dans le Sud – Cameroun	100
9.4	Modèle d'évolution du paysage de la région forestière humide	101

Annexe 2
Profils et séquence principale de sols



Différents profils de sol de Meyomessala. Pour la légende, voir figure 4.2 de la page 33, v . espace effondré

Annexe 3

ANALYSE CHIMIQUE PAR FLUORESCENCE AUX RAYONS X (FRX)

1 - Définition

La fluorescence aux rayons X est une méthode non destructrice qui permet de détecter tous les éléments plus lourds que le fluor (tabl. A.I). L'échantillon est irradié par les rayons X ; il émet ensuite des rayons X secondaires (fluorescents) caractéristiques de ses composants.

2 - Méthode

Les analyses ont été faites au Centre d'Analyse Minérale de l'Université de Lausanne. Le principe consiste à bombarder de rayons X primaires une pastille de poudre de sol ou de roche pressée de 40 mm de diamètre et de compter les rayons X secondaires engendrés par chaque élément composant la pastille.

Tableau A.I : Analyses des traces : généralités

L'appareil utilisé est le spectromètre FRX Philips PW 2400 à tube à anode au Rhodium (Rh). L'étalonnage est fait à l'aide d'une série internationale de standards (tabl. A.I). Le programme UNIQUANT 4 de l'entreprise OMEGA sert d'une méthode d'analyse de qualité moyenne basée sur un étalonnage unique générale pour 60 éléments lors de la livraison d'un tube RX. Lors de la mesure des sensibilités relatives, des standards sont comparés avec des échantillons de teneurs connues. Les limites de détection se situent à environ 0,01% pour les majeurs et de 0,4 à 4 ppm pour les traces (tabl. A.II).	Genres d'éléments	Dosage de traces (23) : Nb, Zr, Y, Sr, U, Rb, Th, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Ce, Nd, Ba, La, S, Hf, Sc, As.
	Genres d'échantillons	Roches de matrice Silicatées et Carbonatées
	Type de pastilles	Pressées, non-diluées
	Anode du tube RX et puissances utilisées	Rh, 60kV / 40mA et 40kV / 60 mA
	Méthodes de correction des effets de la matrice	Calcul de l'absorption par mesure du Compton et des composés majeurs (Si,Al,Fe,Ca,Mg,Ti,K,Na) de la matrice et calculs des coefficients d'absorption.
	Standards utilisés pour l'analyse FRX c.f. K.Govindaraju, juillet 1994	SY-2,G-2,NIM-N,GA,BR,DR-N,NIM-G,STM,SDC,BHVO,AGV,GSP,MRG,GH,QLO,SY-3,MICAFE,MICAMG,BE-NAN-G,MA-N,NIM-L,RGM,SGR.
	Durée du Programme	env. 40 minutes

Préparation des pastilles pressées pour l'analyse par fluorescence X

A 10 à 15 grammes de poudre de sol broyé, on ajoute un peu de colle, une solution 2% d'alcool de polyvinyle (MOWIOL), afin de faire tenir la pastille. Si on ne possède pas une telle quantité, on complète avec un peu d'acide borique solide, le bore étant un élément trop bas dans le tableau périodique pour être détecté à la fluorescence-X. On verse la poudre dans un moule de 4 cm de diamètre et on passe le tout sous la presse à une tonne pendant environ 1 minute.

Tableau A.II : Analyses Traces : Propriétés de l'étalonnage

Éléments	Gamme d'étalonnage	Seuil de détection moyen (ppm)	Tableau A.II : Analyses Traces : Propriétés de l'étalonnage			
			Seuil de détection basses teneurs (>50ppm)	Incertitude 2s moyenne absolue (ppm)	Incertitude 2s moyenne absolue (ppm) basses teneurs Gamme ppm ()	Incertitude 2s moyenne absolue (ppm) hautes teneurs Gamme ppm ()
1. Nb	7 -> 270 ppm	1	0,6	3	5 (-> 30)	1,5 (-> 270)
2. Zr	11 -> 1210 ppm	1	0,7	20	30 (-> 200)	15 (-> 1210)
3. Y	11 -> 140 ppm	1	0,8	4	4 (-> 50)	1 (-> 140)
4. Sr	5 -> 1370 ppm	1	0,8	9	10 (-> 200)	6 (-> 1370)
5. U	0,4 -> 650 ppm	1,5	0,7	1	1 (-> 20)	0,5 (-> 650)
6. Rb	6 -> 390 ppm	1	0,6	7	8 (-> 100)	4 (-> 390)
7. Th	1 -> 380 ppm	2	1,4	7	7 (-> 20)	4 (-> 380)
8. Pb	2 -> 130 ppm	2	1,1	6	8 (-> 40)	4 (-> 130)
9. Ga	15 -> 100 ppm	1	0,5	2,5	3 (-> 30)	1 (-> 100)
10. Zn	20 -> 290 ppm	2	1,1	11	12 (-> 60)	7 (-> 290)
11. Cu	4 -> 140 ppm	2	1,1	9	10 (-> 50)	6 (-> 140)
12. Ni	3 -> 270 ppm	2	0,9	8	12 (-> 40)	4 (-> 270)
13. Co	0,3 -> 90 ppm	2	1	3	4 (-> 20)	2 (-> 90)
14. Cr	3 -> 380 ppm	2	1,1	6	8 (-> 40)	4 (-> 380)
15. V	5 -> 530 ppm	2	1,2	12	15 (-> 50)	8 (-> 530)
16. Ce	1 -> 400 ppm	3	1,1	18	16 (-> 50)	10 (-> 400)
17. Nd	2 -> 200 ppm	4	1,6	10	11 (-> 40)	7 (-> 200)
18. Ba	20 -> 1300 ppm	9	7	60	70 (-> 200)	40 (-> 1300)
19. La	2 -> 200 ppm	4	2,8	13	15 (-> 40)	8 (-> 200)
20. S	30 -> 600 ppm	3	2,4	42	50 (-> 200)	30 (-> 600)
21. Hf	4 -> 30 ppm	1	0,7	1	1,5 (-> 10)	0,5 (-> 30)
22. As	0,2 -> 70 ppm	3	0,6	1	2 (-> 15)	1,5 (-> 70)
23. Sc	0,2 -> 60 ppm	2	1,2	1,5	2 (-> 20)	1 (-> 60)

Tableau A.III : Eléments majeurs dans les volumes pédologiques du site de Meyomessala

Echantillon	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	
Pente moyenne P6												
CMT (dr)	27,66	0,44	23,17	39,42	0,01	0,18	-	-	0,34	0,05	8,30	99,57
CMT (fr)	48,99	0,47	30,07	10,44	-	0,25	-	-	0,55	0,03	9,03	99,83
CMB (dr)	42,99	0,24	27,31	20,23	-	0,33	-	-	0,75	0,03	7,84	99,72
CMB (fjr)	44,37	0,56	35,32	8,09	-	0,36	-	-	0,81	0,03	10,33	99,87
ARB (dr)	55,14	0,47	33,09	4,14	-	0,61	-	-	1,56	0,10	4,77	99,88
ARB (fj)	50,64	0,20	34,19	2,59	-	0,23	0,03	-	0,54	0,03	11,41	99,86
AGJ	59,61	0,35	29,00	2,99	-	0,44	-	-	1,32	0,07	6,02	99,80
ARG	51,10	0,31	35,13	1,32	-	0,32	-	-	0,77	0,01	10,87	99,83
Pente moyenne P8												
CMT (fj)	36,02	0,20	22,39	1,52	-	0,14	-	-	0,29	0,02	39,28	99,86
CMT (FRv)	23,00	0,43	19,55	38,64	0,02	0,05	-	-	0,03	0,09	17,68	99,49
Pente faible P16												
HFT (mR)	41,74	0,35	42,71	3,23	-	0,38	0,01	-	1,04	0,10	10,24	99,80
CVB (drs)	42,56	1,56	26,77	21,61	0,02	0,17	0,03	0,01	0,19	0,06	6,71	99,69
CVB (mbr)	44,87	1,09	22,15	4,30	0,01	0,15	0,03	-	0,14	0,04	27,02	99,80
AR B (dom rv)	48,70	0,73	26,89	14,08	-	0,11	0,01	-	0,11	0,08	9,04	99,75
AR B (fond gris)	51,47	1,37	33,70	4,51	0,02	0,19	0,01	-	0,14	0,06	8,33	99,79
Pente forte P17												
at (mr)	19,94	0,48	21,14	47,80	-	0,06	-	-	0,04	0,07	11,67	101,20
at (fj)	41,67	0,79	38,02	6,70	0,02	0,27	0,03	-	0,55	0,07	10,06	98,18
Amont P5												
HAM	56,37	0,85	20,8	8,02	0,03	0,15	-	0,01	0,19	0,16	11,36	97,94
HNM (nodule)	11,51	1,04	12,58	60,42	0,03	0,03	-	0,01	0,03	0,43	13,29	99,37
CUI	22,05	0,37	16,82	50,33	0,01	0,02	-	0,03	-	-	9,76	99,65
allotérite	16,22	0,59	17,52	9,50	0,02	0,05	-	-	0,03	0,09	10,96	54,98
isaltérite	53,37	0,40	26,1	2,40	0,04	0,27	-	-	0,36	0,09	11,42	88,61
Roche granodiorite	69,37	0,39	15,20	3,95	0,05	1,81	3,34	3,68	2,12	0,10	0,35	100,36

Tableau A.IV : Eléments traces dans les volumes pédologiques du site de Meyomessala

Echantillons	Nb	Zr	Y	Sr	U	Rb	Th	Pb	Ga	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	V	Ce	Nd	Ba	La	S	Hf	Sc	As
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Pente moyenne P6																							
CMT (dr)	14	208	10	6	5	<2<	<2<	165	45	6	<2<	3	62	530	933	<3<	<4<	301	<4<	<3<	5	19	10
CMT (fr)	5	160	7	6	<2<	8	<2<	17	30	25	<2<	12	28	94	230	<3<	<4<	100	<4<	<3<	5	5	6
CMB (dr)	3	113	9	3	2	<1<	<2<	38	34	17	<2<	4	35	90	405	<3<	<4<	172	<4<	<3<	5	8	<3<
CMB (fjr)	4	141	3	6	<2<	15	<2<	4	36	30	3	14	17	55	177	5	5	143	4	<3<	4	9	<3<
ARB (dr)	7	88	5	2	<2<	8	<2<	<2<	25	54	9	9	36	13	48	9	8	97	<4<	<3<	5	5	<3<
ARB (fj)	5	143	4	1	<2<	17	<2<	<2<	31	24	5	3	21	19	61	19	13	219	<4<	<3<	4	9	5
AGJ	9	127	7	18	<2<	11	<2<	8	27	42	10	5	28	11	46	29	22	325	24	18	5	7	<3<
ARG	9	87	3	4	<2<	13	<2<	<2<	22	31	7	7	20	14	21	21	20	152	8	25	5	4	<3<
P8 pente moyenne P8																							
CMT (fj)	7	146	7	2	<2<	5	<2<	4	30	30	6	10	46	24	52	<3<	<4<	50	<4<	33	5	7	4
CMT (FRv)	11	109	11	6	3	<1<	<2<	158	24	<2<	<2<	8	59	415	902	<3<	<4<	368	<4<	<3<	4	51	4
Pente faible																							
HFT (mR)	8	119	2	2	<2<	12	<2<	<2<	36	23	7	9	13	20	52	9	8	72	<4<	48	4	8	5
CVB (drs)	21	347	15	11	<2<	6	<2<	4	24	31	33	28	20	124	219	50	23	48	7	14	5	21	<3<
CVB (mbr)	19	344	13	12	3	<1<	<2<	33	27	24	3	24	24	300	516	15	9	64	<4<	<3<	5	40	5
ARB (drv)	29	341	7	11	<2<	8	<2<	<2<	29	32	15	26	18	116	167	56	26	28	8	18	6	13	<3<
ARB (fjv)	12	227	11	7	<2<	<1<	<2<	27	31	25	2	20	31	218	705	<3<	6	24	<4<	<3<	6	14	8
Pente forte P17																							
at (mr)	16	224	11	4	3	<1<	<2<	78	41	<2<	<2<	<2<	73	294	866	<3<	<4<	40	16	<3<	5	19	25
at (fj)	10	207	4	7	<2<	11	<2<	<2<	36	27	9	16	13	114	178	22	13	66	6	<3<	4	12	<3<
Amont P5																							
HAM	16	137	6	5	<2<	6	<2<	<2<	27	29	12	19	15	53	63	32	20	44	16	66	6	11	<3<
HNM	1	145	8	7	2	2	<2<	14	33	36	<2<	4	19	60	176	14	14	45	9	<3<	5	13	<3<
CUI	8	141	5	12	<2<	13	<2<	6	33	39	6	15	26	43	112	30	22	98	10	<3<	5	7	<3<
allotérite	19	268	13	12	5	<1<	<2<	212	44	<2<	<2<	4	85	591	1121	<3<	<4<	542	<4<	<3<	5	41	21
isaltérite	20	318	2	17	2	24	<2<	15	36	39	9	33	22	146	290	20	14	45	<4<	<3<	6	10	<3<
granodiorite	6	360	10,5	724	0,8	36	12	12	17,9	53	19	8,5	48,5	32,5	51,5	61	19,05	463	40				

Annexe 4 BILAN GEOCHIMIQUE

Tableau A.V : Densités apparentes et taux de mobilisation des éléments dans les volumes pédologiques du site de Meyomessala

Echant.	Ep	pa1	pa2	pa m	ε-Ti	τ Nb	τ Zr	τ Y	τ Sr	τ U	τ Rb	τ Pb	τ Ga	τ Zn	τ Cu	τ Ni	τ Co	τ Cr	τ V	τ Ce	τ Nd	τ Ba	τ La	τ Si	τ Al	τ Fe	τ Mn	τ Mg	τ K	τ P	
Pente moyenne																															
CMT (dr)	150	1,84	1,65	1,7	0,3	1,06	-0,48	-0,15	-0,99	4,54	-	11,18	1,23	-0,89	-	-0,68	0,13	13,45	15,05	-	-0,42	-	-0,64	0,35	7,84	-0,76	-0,91	-0,85	-0,60		
CMT (fr)		1,73	1,80	1,6	0,29	-0,3	-0,63	-0,44	-0,99	-	-0,81	0,17	0,39	-0,60	-	0,17	-0,52	1,4	2,70	-	-0,82	-	-0,41	0,64	1,19	-1	-0,88	-0,78	-0,75		
CMT (tj)	150	1,62	1,65	1,6	2,04	1,27	-0,20	0,3	-0,99	-	-0,72	-0,35	2,26	0,10	-0,38	1,29	0,84	0,44	0,96	-	-0,78	-	0,01	1,87	-0,25	-1	-0,85	-0,73	-0,53		
CMT (FRv)		1,60	1,80	1,7	0,33	0,66	-0,72	-0,04	-0,99	2,40	-	10,94	0,21	-	-	-0,14	0,10	10,58	14,88	-	-0,28	-	-0,70	0,16	7,87	-0,71	-0,97	-0,98	-0,21		
CMB (dr)		1,45	1,74	1,6	1,53	-0,18	-0,48	0,39	-0,99	3,06	-	4,14	2,08	-0,47	-	-0,23	0,17	3,5	11,77	-	-0,39	-	0,01	1,92	7,32	-1	-0,70	-0,42	-0,46		
CMB (fjr)	200	1,30	1,60	1,5	0,16	-0,53	-0,72	-0,80	-0,99	-	-0,70	-0,76	0,40	-0,60	-0,89	0,14	-0,75	0,17	1,39	-0,94	-0,81	-0,78	-0,93	-0,55	0,62	0,42	-1	-0,86	-0,73	-0,81	
ARB (dr)	200	1,60	1,40	1,5	0,38	-0,03	-0,79	-0,60	-0,99	-	-0,81	-	0,15	-0,15	-0,60	-0,12	-0,38	-0,66	-0,22	-0,87	-0,65	-0,82	-	-0,34	0,80	-0,13	-1	-0,72	-0,38	-0,20	
ARB (fj)		1,41	1,44	1,4	2,48	0,62	-0,22	-0,25	-0,99	-	-0,07	-	2,37	-0,12	-0,48	-0,31	-0,15	0,14	1,31	-0,39	0,33	-0,07	-	0,42	3,38	0,28	-1	-0,75	-0,50	-0,37	
AGJ	140	1,19	1,40	1,3	1,14	0,67	-0,60	-0,25	-0,97	-	-0,65	-0,25	0,68	-0,12	-0,41	-0,34	-0,35	-0,62	-0,01	-0,47	0,28	-0,21	-0,33	-0,04	1,12	-0,15	-1	-0,73	-0,31	-0,25	
ARG	> 400	1,01	1,23	1,2	1,62	0,88	-0,69	-0,64	-0,99	-	-0,54	-	0,54	-0,26	-0,53	0,03	-0,48	-0,45	-0,48	-0,56	0,32	-0,58	-0,74	-0,07	1,91	-0,58	-1	-0,77	-0,54	-0,87	
Pente faible																															
HFT (mR)	90	1,68	1,57	1,6	0,74	0,48	-0,63	-0,78	-0,99	-	-0,62	-	1,24	-0,51	-0,58	0,17	-0,70	-0,31	0,12	-0,83	-0,53	-0,82	-	-0,33	2,13	-0,09	-1	-0,76	-0,45	0,11	
CVB (drs)	400	1,74	1,91	1,8	-0,65	-0,12	-0,75	-0,64	-0,99	-	-0,95	-0,91	-0,66	-0,85	-0,56	-0,17	-0,89	-0,04	0,06	-0,79	-0,69	-0,97	-0,95	-0,84	-0,56	0,36	-0,89	-0,97	-0,97	-0,84	
CVB (mbr)		1,68	1,50	1,5	-0,40	0,13	-0,65	-0,55	-0,99	0,34	-	-0,02	-0,46	-0,83	-0,94	0,01	-0,82	2,30	2,58	-0,91	-0,83	-0,95	-	-0,76	-0,47	-0,61	-0,92	-0,97	-0,97	-0,84	
ARB (r)	200	1,57	1,58	1,6	-0,16	1,58	-0,49	-0,64	-0,99	-	-0,88	-	-0,13	-0,67	-0,57	0,63	-0,80	0,90	0,73	-0,50	-0,27	-0,96	-0,89	-0,62	-0,05	0,90	-1	-0,96	-0,97	-0,59	
ARB (j)		1,75	1,80	1,7	-0,58	-0,43	-0,82	-0,70	-0,99	-	-	-0,36	-0,50	-0,86	-0,97	-0,33	-0,81	0,91	2,89	-	-0,91	-0,98	-	-0,78	-0,36	-0,67	-0,91	-0,97	-0,98	-0,84	
Pente forte																															
at (r)	100	1,41	1,84	1,5	0,35	1,16	-0,49	-0,14	-0,99	2,04	-	4,28	0,86	-	-	-	0,22	6,35	12,66	-	-0,93	-0,67	-0,76	0,13	8,83	-1	-0,97	-0,98	-0,41		
at (j)		1,52	1,10	1,2	0,02	-0,17	-0,71	-0,81	-0,99	-	-0,84	-	-0,01	-0,74	-0,76	-0,07	-0,86	0,73	0,70	-0,82	-0,66	-0,93	-0,92	-0,70	0,23	-0,16	-0,81	-0,92	-0,87	-0,64	
AMONT																															
HAM	250	1,52	1,60	1,6	-0,24	0,28	-0,81	-0,72	-0,99	-	-0,92	-	-0,27	-0,73	-0,69	0,07	-0,85	-0,21	-0,41	-0,74	-0,49	-0,95	-0,80	-0,62	0,14	-0,02	-1	-0,94	-0,92	-0,85	
HNM	120+200	1,65	1,80	1,75	0,16	-0,86	-0,67	-0,38	-0,99	1,03	-0,95	-0,05	0,49	-0,44	-	-0,61	-0,68	0,5	1,77	-0,81	-0,40	-0,92	-0,81	-0,46	0,74	11,42	-1	-0,89	-0,80	-0,55	
CUI	200+400	1,70	1,80	1,75	0,03	-0,03	-0,71	-0,65	-0,98	-	-0,74	-0,64	0,33	-0,46	-0,77	0,27	-0,61	-0,04	0,57	-0,64	-0,16	-0,84	-0,82	-0,48	0,56	10,41	-1	-0,90	-0,82	-0,80	
Allotérite	70	1,68	1,75	1,7	-0,03	1,09	-0,51	-0,18	-0,98	3,13	-	10,67	0,62	-	-	-0,68	0,15	11,02	13,38	-	-0,22	-	-0,84	-0,23	0,59	-0,80	-0,98	-0,99	-0,39		
Isaltérite	> 500	1,56	1,64	1,6	-0,40	0,26	-0,66	-0,92	-0,99	-0,05	-0,74	-0,52	-0,23	-0,72	-0,82	0,47	-0,82	0,70	1,13	-0,87	-0,72	-0,96	-	-0,76	-0,18	-0,96	-0,73	-0,94	-0,93	-0,68	
granodiorite		2,45	2,50	2,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

Ep : épaisseur en cm, pa : densité apparente, m : moyenne, ε-Ti : taux de déformation à Ti constant, τ : taux d'enrichissement relatif d'un élément par rapport à la roche.

Tableau A.VI : Masses mobilisées des éléments chimiques dans les différents volumes pédologiques du site de Meyomessala (en g/cm³)

	mNb	mZr	mY	mSr	mRb	mPb	mGa	mZn	mCu	mNi	mCo	mCr	mV	mCe	mNd	mBa	mLa	mSi	mAl	mFe	mMn	mMg	mCa	mNa	mK	mP
	10-3																			10-3						10-3
CMT	16	-0,439	-0,004	-1,796	-	0,335	0,054	-0,119	-	-0,014	0,016	1,093	1,938	-	-	-0,490	-	-1,121	0,133	0,774	-0,9	-0,041	-0,083	-0,092	-0,045	-1,3
CMT	-4,6	-0,568	-0,011	-1,797	-0,073	0,005	0,017	-0,080	-	0,003	-0,063	0,113	0,348	-	-	-0,950	-	-0,717	0,243	0,117	-1,2	-0,040	-0,083	-0,092	-0,041	-1,87
CMB haut	-2,8	-0,440	0,010	-1,797	-	0,124	0,093	-0,063	-	-0,005	0,020	0,284	1,516	-	-	-0,458	-	0,012	0,729	0,723	-1,2	-0,031	-0,083	-0,092	-0,022	-1,15
CMB base	-8	-0,654	-0,021	-1,799	-0,063	-0,023	0,017	-0,080	-0,042	0,003	-0,091	0,014	0,179	-0,143	-0,038	-0,908	-0,093	-0,961	0,234	0,042	-1,2	-0,038	-0,083	-0,092	-0,038	-2,04
ARG	-0,47	-0,717	-0,015	-1,805	-0,073	-	0,007	-0,020	-0,028	-0,002	-0,046	-0,054	-0,029	-0,133	-0,031	-0,956	-	-0,590	0,306	-0,012	-1,2	-0,032	-0,083	-0,092	-0,020	-0,50
ARG	9,37	-0,202	-0,006	-1,805	-0,007	-	0,106	-0,015	-0,023	-0,006	-0,018	0,011	0,168	-0,059	0,015	-0,089	-	0,734	1,286	0,027	-1,2	-0,034	-0,081	-0,092	-0,026	-0,94
AGJ	10,07	-0,546	-0,006	-1,759	-0,059	-0,007	0,030	-0,015	-0,019	-0,007	-0,043	-0,050	-0,0006	-0,071	0,013	-0,252	-0,033	-0,073	0,427	-0,015	-1,2	-0,032	-0,083	-0,092	-0,016	-0,63
ARG	13,30	-0,263	-0,016	-1,797	-0,049	-	0,024	-0,035	-0,025	0,0007	-0,058	-0,037	-0,062	-0,086	0,015	-0,679	-0,074	-0,127	0,724	-0,057	-1,25	-0,035	-0,083	-0,092	-0,028	-2,18
CMT	19,12	-0,188	0,007	-1,800	-0,065	-0,010	0,101	0,013	-0,018	0,027	0,103	0,035	0,124	-	-	-0,913	-	0,021	0,711	-0,024	-1,250	-0,038	-0,083	-0,092	-0,038	-1,33
CMT	9,94	-0,652	-0,001	-1,796	-	0,328	0,009	-	-	-0,003	0,012	0,859	1,916	-	-	-0,323	-	-1,212	0,063	0,777	-0,887	-0,044	-0,083	-0,092	-0,052	-0,52
HFT	7,286	-0,568	-0,020	-1,804	-0,056	-	0,055	-0,068	-0,02	0,0038	-0,085	-0,025	0,016	-0,127	-0,025	-0,956	-	-0,571	0,809	-0,008	-1,250	-0,034	-0,083	-0,092	-0,024	0,28
CVB	-1,8	-0,683	-0,016	-1,803	-0,086	-0,027	-0,029	-0,113	-0,026	-0,003	-0,108	-0,003	0,008	-0,121	-0,033	-1,127	-0,095	-1,468	-0,212	0,036	-1,1	-0,044	-0,083	-0,091	-0,051	-2,11
CVB	1,99	-0,592	-0,014	-1,799	-	-0,0004	-0,020	-0,111	-0,044	0,0002	-0,099	0,187	0,332	-0,139	-0,039	-1,100	-	-1,332	-0,181	-0,060	-1,1	-0,043	-0,083	-0,092	-0,051	-2,10
ARB	23,73	-0,444	-0,016	-1,795	-0,079	-	-0,006	-0,089	-0,027	0,0134	-0,097	0,0736	0,094	-0,077	-0,012	-1,120	-0,089	-1,083	-0,020	0,089	-1,25	-0,043	-0,083	-0,092	-0,051	-1,49
ARB	-6,4	-0,738	-0,018	-1,805	-	-0,010	-0,022	-0,114	-0,046	-0,007	-0,099	0,0738	0,372	-	-0,043	-1,140	-	-1,367	-0,140	-0,066	-1,1	-0,043	-0,083	-0,092	-0,052	-2,10
at	4	-0,623	-0,012	-1,805	-	0,066	0,005	-	-	-	-0,031	0,281	0,940	-	-	-1,108	-0,080	-1,488	-0,119	0,491	-0,001</					

Annexe 5

EXTRACTIONS CHIMIQUES DES FORMES DE FER

A - Les formes de fer libre sont extraites par le réactif d'extraction Citrate – Bicarbonate – Dithionite (CBD) par la technique traditionnelle de Merha et Jackson (1960) à froid, adaptée par Jeanroy et al. (1991). La technique consiste à effectuer en parallèle une extraction à froid des échantillons, en utilisant le réactif CBD et le même réactif sans dithionite (CB) pendant **21 jours** avec agitation périodique.

Le réactif CBD extrait les formes cristallisées et les formes amorphes de fer, le CB seulement les formes libres non incluses dans le réseau des oxyhydroxydes de fer. La différence entre le fer extrait par les deux réactifs correspond au fer libre cristallisé (goéthite et hématite pour les sols latéritiques).

Pour cette étude, les échantillons ont été analysés au Laboratoire de Pédologie de l'Ecole Polytechnique fédérale de Lausanne selon les modes opératoires suivants :

Mode opératoire :

1. Introduire 1 g de sol tamisé à 2 mm et broyé modérément à la main dans **deux tubes** à centrifuger de 100 ml,
2. Ajouter 50 ml de solution tampon citrate-bicarbonate dans **chacun des deux tubes** (rapport sol/solution = 1/100)
3. Chauffer 15 minutes dans un bain marie à 80°C puis ajouter 1 g de dithionite de sodium dans **l'un des deux tubes**, (le temps de contact entre les réactifs et le sol varie selon une progression géométrique de 30 mn à plus de 512 heures à 20°C),
4. Chauffer encore 30 mn en agitant occasionnellement les tubes,
5. Centrifuger 10 minutes à ~3000 t/min,
6. Diluer 10 fois le surnageant à l'aide du diluteur HAMILTON (position 90 pour la seringue de 10 ml ; position 36 pour la seringue de 2.5 ml),
7. Doser Fe, Al à l'aide du spectromètre d'émission plasma (ICP).

Calculs :

Soit P le poids du sol sec en gramme, R le résultat du dosage en mg/l.

$$[\text{mg/l}] = [^{\circ}/_{00}] = 0.5 \times R/P$$

$$\text{dans notre cas, } 1 \text{ g}/50 \text{ ml dilué } 10\text{x, } [\%] \text{ d'élément} = 0.05 \text{ P [ppm]} = 500 \text{ R}$$

B - Les formes amorphes du fer sont extraites par le réactif oxalate d'ammonium (acide oxalique) à pH 3 (Tamm, 1922) sur le sol total.

Mode opératoire :

1. Pésier 1 g de sol tamisé à 2 mm et broyé modérément à la main dans **un tube** à centrifuger de 50 ml,
2. Ajouter 40 ml de solution oxalate,
3. Agiter le tube à l'obscurité pendant 4 heures,
4. Centrifuger à ~3000 t/min, pendant 10 minutes (filtrer si nécessaire),
5. Diluer 5 fois la solution à l'aide du diluteur HAMILTON (position 90 pour la seringue de 10 ml ; position 72 pour la seringue de 2.5 ml),
6. Doser Fe, Al à l'aide du spectromètre d'émission plasma (ICP).

Calculs :

Soit P le poids du sol sec en gramme, R le résultat du dosage en mg/l.

$$[\text{mg/l}] = [^{\circ}/_{00}] = 0.2 \times R/P$$

$$\text{dans notre cas, } 1 \text{ g}/40 \text{ ml dilué } 5\text{x, } [\%] \text{ d'élément} = 0.02 \text{ P [ppm]} = 200 \text{ R}$$

Au moment de leur dissolution par le CBD, les oxydes de fer cristallisés libèrent aussi l'aluminium qui est inclus dans leur réseau substituant le fer. Le CB extrait des formes d'aluminium "libre" non incluses dans les oxyhydroxydes de fer. La différence entre l'aluminium extrait au CBD et celui extrait au CB est utilisée pour évaluer le taux de substitution alumineuse dans les formes cristallisées du fer ; elle est calculée suivant la formule.

$$\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe})\% = (\text{mol Al}_{\text{CBD}} - \text{mol Al}_{\text{CB}}) / [(\text{mol Al}_{\text{CBD}} - \text{mol Al}_{\text{CB}}) + (\text{mol Fe}_{\text{CBD}} - \text{mol Fe}_{\text{CB}})]$$

Tableau A.VII : Teneurs des éléments obtenues par extractions chimiques

Echantillon		Tamm			CB			CBD		
		Al	Fe	Mn	Al	Fe	Mn	Al	Fe	Mn
		mg/g			mg/g			mg/g		
P6-250 Cui	CUI	0,44	0,32	0,02	0,19	0,03	< 0,01	2,81	46,68	0,05
P6-640 FR	CMT	0,78	0,27	< 0,01	0,28	0,01	< 0,01	3,14	32,48	0,05
P6-710 FRV	CMB	0,54	0,05	< 0,01	0,20	0,00	< 0,01	1,17	23,06	< 0,01
P6-710 FB	CMB	0,43	0,02	< 0,01	0,20	0,00	< 0,01	0,58	2,1	< 0,01
P6-710 FB	CMB	0,43	0,02	< 0,01	0,20	0,00	< 0,01	0,5	1,65	-0,01
P6-800 FR	ARB	0,20	0,55	< 0,01	0,10	0,04	< 0,01	1,48	27,71	0,01
P6-800 FBO	ARB	0,29	0,11	< 0,01	0,14	0,01	< 0,01	0,55	3,27	0,01
P6-950 FRV	AGJ	0,45	0,05	< 0,01	0,18	0,00	< 0,01	1,93	25,46	< 0,01
P6-950 FB	AGJ	0,52	0,04	< 0,01	0,20	0,01	< 0,01	1,54	11,19	< 0,01
P6-1050	ARG	0,34	0,07	< 0,01	0,13	0,01	< 0,01	1,35	13,59	0,01
P16-290 FA	CVB	0,78	0,19	< 0,01	0,32	0,02	< 0,01	2,41	13,85	0,01
P16-300 FR	CVB	0,77	0,28	< 0,01	0,26	0,01	< 0,01	2,65	28,87	0,04
P16-300 FB	CVB	0,75	0,18	< 0,01	0,27	0,01	< 0,01	2,35	18,18	0,02
P16-310 FR	ARB	0,52	0,32	< 0,01	0,20	0,02	< 0,01	3,65	41,41	< 0,01
P16-310 FJ	ARB	0,69	0,14	< 0,01	0,24	0,01	< 0,01	2,34	19	< 0,01
P16-350 FR	ARB	0,81	0,18	< 0,01	0,29	0,02	< 0,01	2,85	26,09	< 0,01
P16-350 FGV	ARG	0,88	0,15	< 0,01	0,28	0,01	< 0,01	1,53	8,22	< 0,01
P4-80 FA	HAM	0,78	0,52	< 0,01	0,37	0,11	< 0,01	4,44	25,65	0,04
P4-900 FRS	at	1,02	0,29	< 0,01	0,33	0,01	< 0,01	4,31	36,38	0,04
P4-900 FRV	at	0,85	0,30	< 0,01	0,28	0,02	< 0,01	3,7	39,63	0,04

P 6 - 1050 désigne l'échantillon prélevé dans le puits 6 à la profondeur 1050 cm.

Annexe 6

ANALYSE CHIMIQUE DES EAUX

(colorimétrie et dosage au spectrophotomètre, type CORNING)

Tableau A.VIII : Compositions chimiques des eaux du site de Meyomessala

Eau	saison	Fe	Si	Al	pH	Conductivité	saison	Fe	Si	Al	pH	Conductivité
Unités		mg/l				mS/cm		mg/l				mS/cm
Nappes	P17 GSP	0,3	13	0,3	5,8	0,026	P16 PSS	0,9	15	0,8	5,7	0,028
	P6 GSS	0,02	6,8	0,03	5,0	0,029	P16 GSP	0,4	16	0,9	5,8	0,03
Sources pentes fortes	GSP	0,2	5,2	0,3	5,4	0,026	GSS	1,2	4,0	0,2	5,4	0,03
	PSS	0,4	4,8	0,28	5,2	0,02	PSP	0,3	13	0,3	5,0	0,018
Source pentes moyennes	SA PSS	0,6	4,5	0,2	5,0	0,065	SC GSS	0,6	4,3	0,2	5,2	-
	PSP	0,2	5,2	0,4	5,4	-	GSP	0,3	4,5	0,4	5,3	-
	GSS	0,7	4,2	0,1	4,8	-	SD PSS	0,8	4,7	0,3	5,3	-
	GSP	0,2	4,6	0,5	5,2	-	PSP	0,2	5,1	0,3	5,4	-
	SC PSS	0,8	4,5	0,2	5,2	-	GSS	1,0	4,0	0,2	5,0	-
	PSP	0,2	4,9	0,3	5,8	-	GSP	0,4	3,9	0,4	4,9	-
Ndi	PSS	1,2	15	0,4	5,8	0,015	GSS	1,4	20	0,45	6,0	-
	PSP	1,0	16	0,39	5,8	-	GSP	0,9	19	0,4	5,9	-
Zembe	PSS	0,8	7	0,4	5,6	0,02	GSS	1,5	7	0,5	5,4	-
	PSP	0,9	8	0,4	5,8	-	GSP	0,8	6	0,4	5,0	-

GSP : grande saison de pluies, GSS : grande saison sèche, PSS : petite saison sèche, ..., SA : source A - non déterminé.

Tableau A.IX : Données des précipitations de la station de Sangmélina (la plus proche du site de Meyomessala) de 1934 à 1997

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	TOTAL
1934	11,4	59,9	101	161,6	204,1	318,9	201,5	96,9	275,8	209	255,7	34,8	1931
1935	68,6	64,5	146,8	176,7	166,2	298,3	46,1	118,8	213,6	223,2	57,6	80,1	1661
1936		62,1	143,8	196,6	187	120,3	40,1	42,5	363,6	237,9	151,3	69,8	1615
1937	4,3	57,8	203,9	236,5	326,4	208,5	100,3	80,3	171,4	442,1	175,1	28,9	2036
1938	48,4	55,2	103	195,2	182,8	208,1	10,7	115	209,7	308,9	137,3	74,9	1649
1939	33,4	18,6	169,6	228,3	195,2	192,4		104,4	314,8	301,8	221,3	41,9	1722
1940	57,3	149,5	78,7	161,9	88,9	178,7	2,1	148,5	365,9	259,5	97,5	22,9	1611
1941	-	35	76,8	109,5	102,8	119,8	82	33,5	78,9	232,6	70,7	30	971,6
1942	19,3	106	67,2	226,6	270,8	132,2	15,8	-	244	316,5	154,7	70,5	1624
1943	55,3	48	122,4	75,3	201,5	78,3	3,2	87,7	225,8	264,1	138,2	91,3	1401
1944	0,4	71,9	336,7	176,6	156,7	137,7	73	274,3	240,9	256,8	34,4	27,7	1787
1945	98,4	27,4	120,3	223,3	257,3	325,9	102,1	115,9	387,4	395	125,6	21,2	2200
1946	79,1	47	128,3	126,6	198,3	122,6	59,4	8,4	104,8	260,3	95,8	15,1	1245
1947	-	1	20	252	189,7	151,3	7,9	131,8	273,7	251,2	122,9	56,3	1458
1948	30,7	101,5	34,8	251,7	154,4	81,7	68,9	204	313,2	335,3	86,5	93,7	1756
1949	77,6	52,6	60,8	134,2	369,9	174	220,2	94,5	196,9	267,4	241,4	35,2	1925
1950	123,2	46,1	202,6	159,3	168,9	181	47,9	116,4	281,5	239,7	94,8	21,7	1683
1951	20,8	45,8	310,8	185	207	206,1	26,5	94,7	270,3	311,8	247,4	5	1931
1952	63,6	112,9	163,6	365,7	466,7	286	224,5	50,6	132,9	260,4	150,4	84,8	2362
1953	10,5	60,9	167,2	185,5	127,6	103,8	84	62,3	149,5	237,7	192,9	88,1	1470
1954	2,9	108,6	157,2	249,2	277	120,5	1	26,1	115,5	251,6	215,8	7	1532
1955	67,2	54,9	205	132,4	204	200,8	67,5	39,8	124,3	126,4	43,4	10,2	1276
1956	38,6	69,4	347,7	216,4	245,4	159,3	60,9	3	194,3	305,8	237,1	30,5	1908
1957	4,9	11,1	124	178	239,2	136,4	130	41,7	192,2	224,5	195,8	22,7	1501
1958	43,8	14,3	104,1	270,9	159,1	41,2	1,2	68,7	255	263,9	195,6	62,4	1450
1959	28,9	29,7	120,8	148,9	241,2	139,4	34,4	64,8	328,6	385,3	185	4,2	1711
1960	13,2	74,1	85,9	128,1	266,7	209,8	90,8	119,9	242,4	365	237,7	118,9	1953
1961	61,5	33,5	134,9	136,9	93,1	109,3	80,7	33,4	228,7	297,7	170,8	27	1408
1962		82,2	342,1	245,2	109,2	160,3	128,7	27,5	219,9	381,1	117,8	25,8	1840
1963	28	142,4	135,8	165,4	281,3	139,4	94,1	84	282,6	203,4	191,4	18,4	1766
1964	20,6	80,3	112,7	328,8	204,8	94	62,8	8,2	245	277,3	76,3	81,6	1592
1965	67,3	173,5	105,2	213,1	146,7	211,9	120,9	134,4	306,4	223,2	124,8	3,8	1831
1966	66,9	46,3	130,5	311,1	236,7	323,5	143,8	118	226	214,3	217,1	17,2	2051
1967	31,2	15,4	131,5	167,5	133,1	130,6	132,5	110,7	313,4	275,3	93,3	88,8	1623
1968	69,4	65	87	241,8	193,2	174,7	32,9	82,5	243	155,8	188,6	76,6	1611
1969	58,1	113,1	290,6	199,7	133,1	135,1	133,5	141,6	169,9	270,3	128,7	24,6	1798
1970	37,1	65,6	182,5	173,8	182,5	150,8	33,6	252,6	291	321,7	128,7	23,3	1843
1971	24,1	28	120,9	207,5	89,7	131,8	145,6	70,6	199,6	402,4	56,5	62,5	1539
1972	61,8	0,2	210,1	163,6	208,9	63,2	86,5	64	310,3	326,8	145	5,6	1646
1973	98	65,9	240,3	79,7	256,3	186,8	83,6	189,2	191,2	284,1	56,4	25,9	1757
1974	0	-	0	-	-	242,2	34,1	148,7	310,8	258,4	127,2	7,9	1129
1975	20,8	90,4	158,8	137,1	207,4	125,3	143,5	6,8	161,9	270,8	251,4	24,7	1599
1976	46,3	129,3	137,2	184,3	240,8	198,5	42,6	184,8	233	231,8	307,4	10,9	1947
1977	138,5	64,2	126,5	137,9	113,3	79,1	60,5	125,3	262,3	216,7	78,9	14,5	1418
1978	0,8	22,1	86,9	319,7	243,5	226,4	1,5	115,9	276,8	237,9	133,8	38,1	1703
1979	31,6	33,6	167,6	117,4	153,7	213,4	93,6	41,6	162,9	223,7	144	62,1	1445
1980	0,5	27,2	110,3	106,8	173,2	177,8	84,3	181,5	235,2	298,2	121,2	4,8	1521
1981	5	132,7	148,8	112,9	142,9	148,6	147,3	68,7	126,6	284,8	136,4	43,1	1498
1982	91,4	48,2	128	132,4	264,6	168,8	54,2	100,2	242,5	295,1	47,1	6,1	1579
1983	0	13,2	81,5	185,5	268,6	123,4	90,3	44,5	173,6	355,8	114,4	122,7	1574
1984	0	61,9	128,4	235,5	185,4	224	201,2	113,2	272,8	335,8	118,2	2,5	1879
1985	57,6	13	204,9	243,2	232,6	120,7	123,3	197,8	271,7	303,4	219,8	9,4	1997
1886	25,7	71,2	211,3	130,1	184,2	87,7	32,2	16,7	183,4	390,1	100,3	0	1433
1887	0	34,5	159,9	112,8	194,3	127,1	101,9	51,9	258,2	251,6	124,7	22,9	1440
1988	61,5	54,1	212,2	138,4	340,1	146	58,4	78,9	170	394	112,8	34,4	1801
1989	0	1,1	99	165,2	238,7	75,8	123,1	157,6	200,4	269,3	162	0	1492
1990	25,5	42,3	106,1	113,6	294,4	83	169,1	149,9	298,5	355,2	181	58,5	1877
1991	0	95,8	97,8	183,3	269,2	185,7	45,1	98,1	43,2	240,1	162,9	16,5	1438
1992	34,1	2,5	147	202,5	227,5	110,9	72,3	39,6	124,2	282,8	130,4	24,5	1398
1993	63,4	21	117,1	137,6	166,8	145,7	147,6	134,6	208,9	300,7	180,2	75,8	1699
1994	79,6	22,9	100	174,1	179,7	142,3	77,6	83,6	190,8	361,1	75,8	0	1488
1995	3	16,9	107,7	227,3	195,1	128	17,5	162,9	249	275,1	154	0	1537
1996	49,5	29,5	255,5	191,5	140	259,5	58,5	55,7	150,6	343,1	72	52,5	1658
1997	6	0	148,5	170,6	108,5	128,3	105,7	165,5	281	206,9	163,1	39,5	1524

Source : annuaires hydrologiques du Cameroun, (-) non mesuré

Annexe 7 PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche 1 : Séquence type de sol dans le site de Meyomesala

Planche 2 : Présentation macroscopique des différents faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versants

Planche 3 : Microscopie du granodiorite et des faciès d'accumulations ferrugineuses de bas de versants sur pente faible

ROCHE

Photo 1 : Microstructure du granodiorite, LP

Photo 2 : Altération des plagioclases, LP

PENTE FAIBLE

Photo 3 : Fissuration du plasma gris des argiles bariolées, LN

Photo 4 : Plasma brun jaune en réseau occupant les fissures du plasma gris dans les argiles bariolées, LN

Photo 5 : Fond matriciel brun jaune des argiles bariolées, LN

Photo 6 : Relation entre les fonds matriciels brun jaune et rouge sombre de la carapace vacuolaire bariolée, LN

Photos 7 et 8 : Fond matriciel rouge sombre de la carapace vacuolaire bariolée, LN

Photo 9 : Fissuration des fonds matriciels brun jaune et rouge sombre de la carapace vacuolaire bariolée, LN

Photo 10 : Plasma rouge dans les nouvelles fissures, à structure agrégée, générant des vacuoles, LN

Planche 4 : Microscopie des faciès d'accumulations ferrugineuses de bas de versants sur pente moyenne

PENTE MOYENNE

Photo 11 : Amas de quartz dans le fond matriciel gris cristique des argiles gris jaune, LN. Les fissures de quartz et de certains cristaux altérés de feldspath sont remplies de voile ferrugineux brun jaune.

Photo 12 : Amas de kaolinite dans le plasma gris cristique des argiles gris jaune, LN. Les vermicules de kaolinite se forment aux emplacements d'anciens cristaux de feldspath.

Photo 13 : Plasma brun jaune couvrant les structures lithologiques dans les argiles gris jaune, LN

Photo 14 : Fond matriciel brun rouge des argiles bariolées, LN. Noter le contact continu avec le FM rouge sombre (photo 16) et la fragmentation des quartz

Photo 15 : Cutanes rouges à orangés remplissant les vides dans les argiles bariolées, LN

Photo 16 : Fond matriciel rouge sombre dans les argiles bariolées, LN

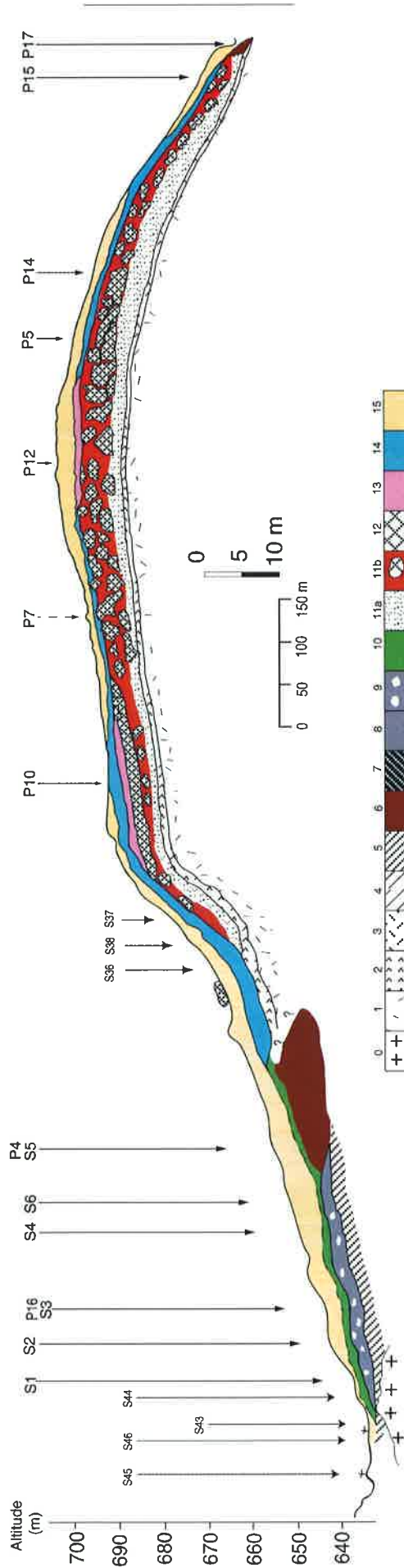
Photo 17 : Fond matriciel brun jaune conservant les vermicules de kaolinite dans la carapace massive bariolée, LN

Photo 18 : Fond matriciel brun jaune dans la carapace massive tachetée. De nombreux cutanes jaunes structurent le plasma en agrégats, LN

Photo 19 : Relation entre le fond matriciel rouge sombre conservant la kaolinite et le fond matriciel rouge de structuration dans la carapace massive tachetée, LN.

Photo 20 : Fond matriciel orangé en agrégats de la carapace massive bariolée, LN

Planche 1



Séquence de sol traversant l'interfluve de Meyomessala du Sud au Nord Ouest. Voir trait de coupe sur la figure 3.5 de la page 25
 0 : roche granodiorite, 1 : ensemble isaltéritique, 2 : ensemble allotéritique, 3 : argile grise, 4 : argile gris jaune, 5 : argiles bariolées, 6 : argile tachetée, 7 : carapace massive bariolée, 8 : carapace massive tachetée, 9 : carapace vacuolaire bariolée, 10 : horizon brun rouge finement tacheté à noyaux ferrugineux, 11a : horizon caillouteux, 11b : cuirasse, 12 : cuirasse, 13 : cuirasse nodulaire tachetée, 14 : ensemble nodulaire meuble, 15 : ensemble argileux meuble supérieur, P : fosse pédologique, S : sondage à la tarière manuelle.

Planche 2

Les faciès d'accumulations ferrugineuses de bas de versants

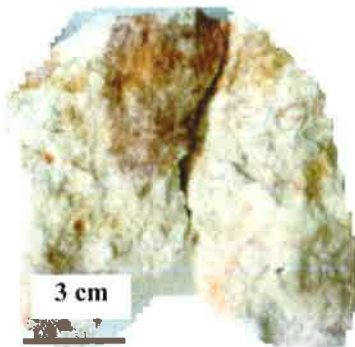


Figure A.1 : Photo du faciès argile gris jaune

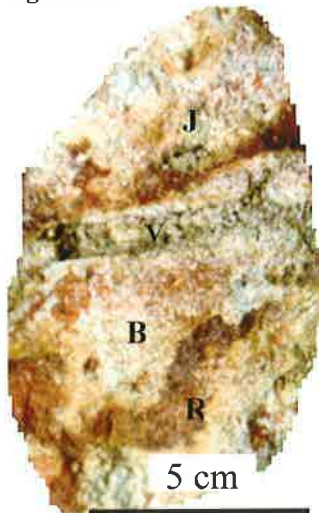


Figure A.2 : Photo du faciès argile bariolée sur pente moyenne. V : veines, R : matériau rouge, J : matériau jaune, B : matériau blanchâtre

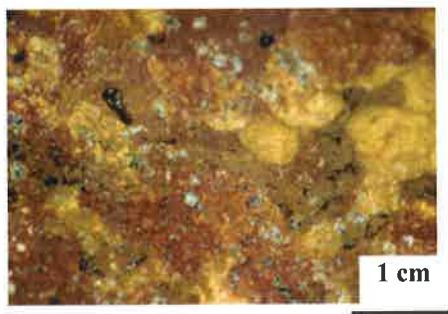


Figure A.4 : Photo du faciès carapace massive tachetée



Figure A.3 : Photo du faciès carapace massive bariolée. v : veine, V : vacuole, R : matériau ferrugineux rouge très consistant, J : matériau jaune, B : matériau blanchâtre.

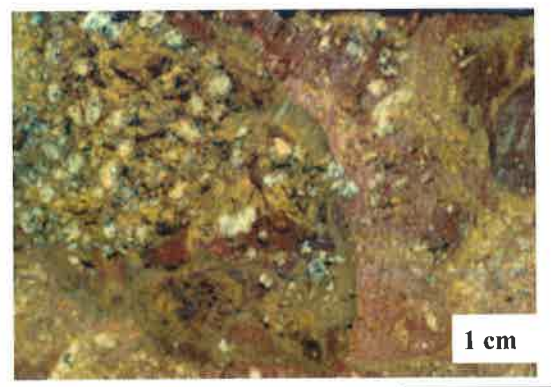


Figure A.5 : Photo du faciès carapace vacuolaire bariolée

Planche 3



Photo 1

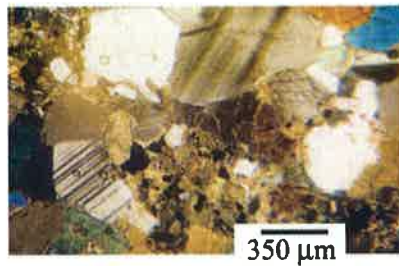


Photo 2

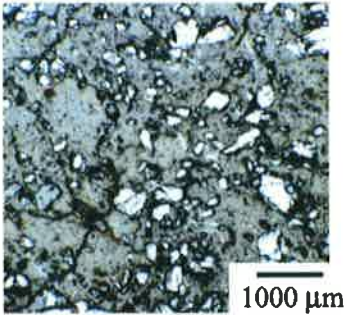


Photo 3

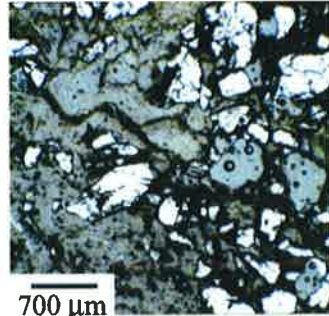


Photo 4



Photo 5

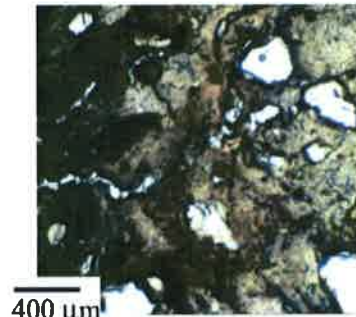


Photo 6

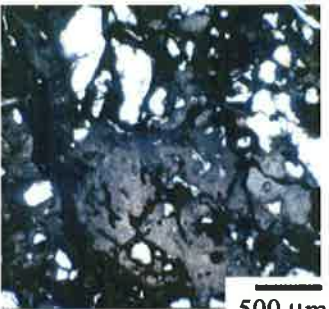


Photo 7

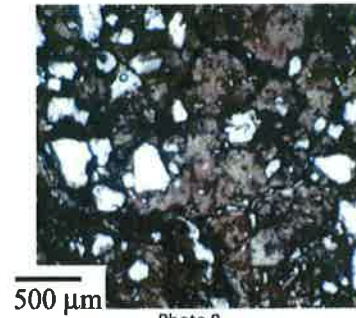


Photo 8

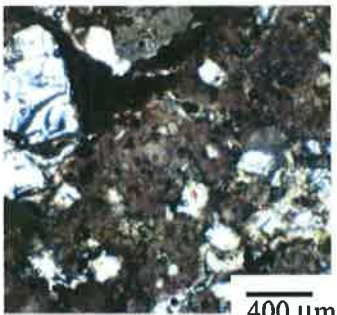


Photo 9

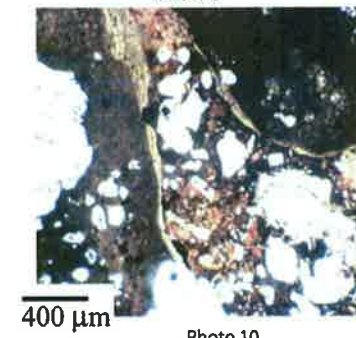


Photo 10

Planche 4

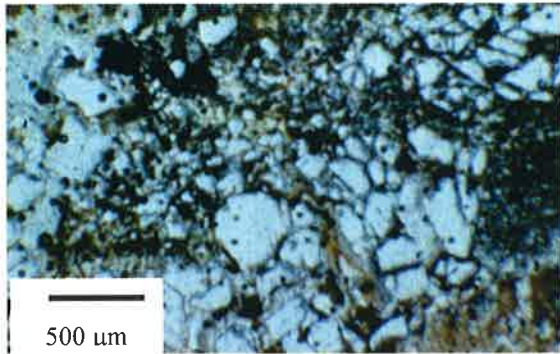


Photo 11

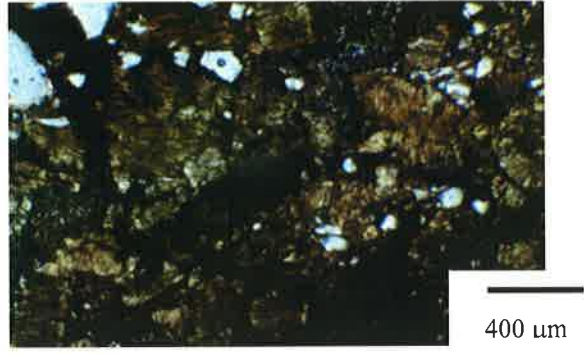


Photo 12

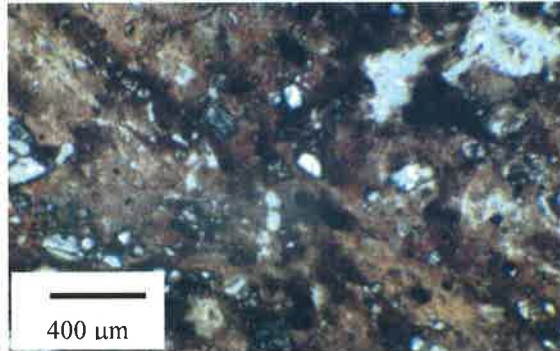


Photo 13

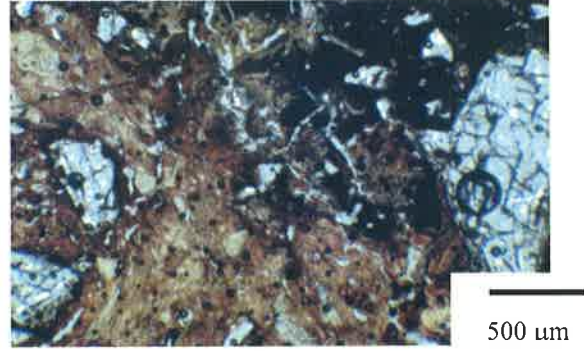


Photo 14

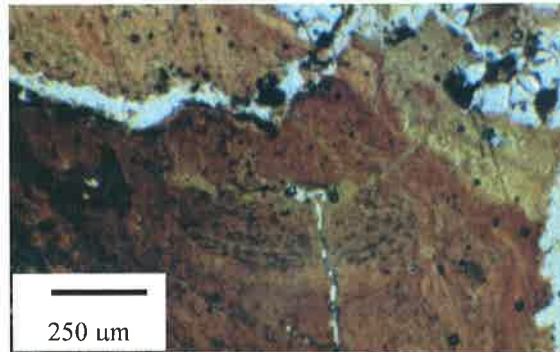


Photo 15

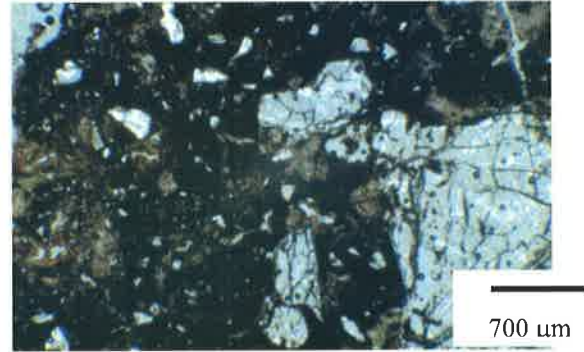


Photo 16

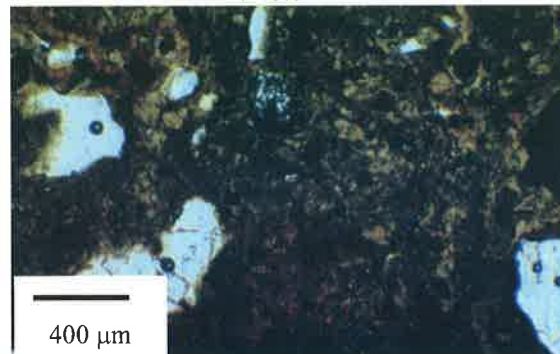


Photo 17



Photo 18

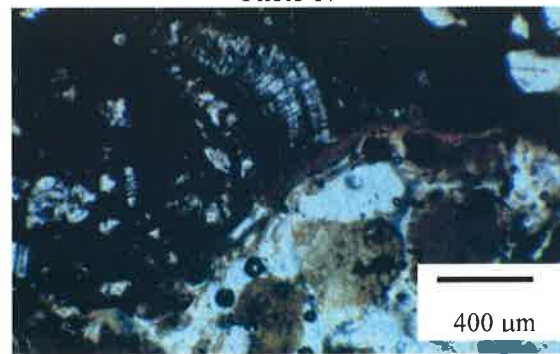


Figure 19

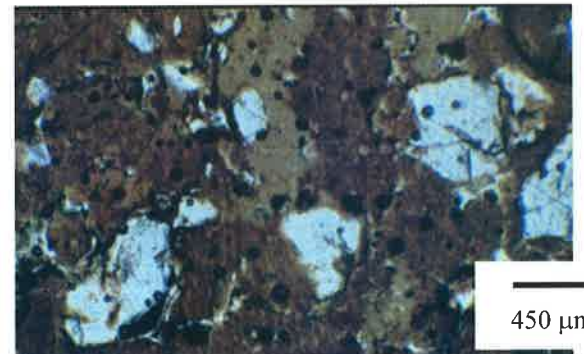


Figure 20

- No. 28 HÜRLIMANN A., BESSON-HURLIMANN A and MASSON H. 1995. Stratigraphie et tectonique de la partie orientale de l'écaïlle de la Gummfluh (Domaine Briançonnais des Préalpes). 132 pp. 62 text-figs., 39 pl., 6 maps.
- No. 29 DOBMEIER C. 1996. Die variskische Entwicklung des südwestlichen Aiguilles Rouges Massives (Westalpen, Frankreich). 191 pp. 70 text-figs., 18 tables., 1 map.
- No. 30 BAUD A., POPOVA I., DICKINS J.M., LUCAS S. and ZAKHAROV Y. 1997. Late Paleozoic and early Mesozoic circum-Pacific events : biostratigraphy, tectonic and ore deposits of Primoryie (far East Russia). IGCP Project 272. 202 pp., 71 text-figs., 48 pls.
- No. 31 ARMANDO G. 1999. Intracontinental alkaline magmatism : geology, petrography, mineralogy and geochemistry of the Jebel Hayim Massif (Central High Atlas, Morocco). 106 pp. 51 text-figs., 23 tab., 1 map.
- No. 32 DEZES P. 1999. Tectonic and metamorphic evolution of the Central Himalayan Domain in Southeast Zaskar (Kashmir, India). 145 pp., 89 text-figs., 1 map.
- No. 33 AMODEO F. 1999. Il Triassico terminale- Giurassico del Bacino Lagonegrese. Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei della Basilicata (Italia meridionale). 160 pp., 50 text-figs., 10 pl.
- No. 34 SAVARY J. and GUEX J. 1999. Discrete biochronological scales and Unitary Associations: Description of the BioGraph computer program. 282 pp. 21 text-figs.
- No. 35 GIRARD M. 2001 . Metamorphism and tectonics of the transition between non metamorphic Tethyan Himalaya sediments and the North Himalayan Crystalline Zone (Rupshu area, Ladakh, NW India). 96 pp., 7 pl.
- No. 36 STAMPFLI G. M. 2001. Geology of the western Swiss Alps, a guide-book. 195 pp., 67 text-figs., 7 pl.
- No. 37 REY D. 2002. Shear2F: un logiciel de modélisation tectonique. 56 pp., 122 text-figs & CDROM.

Mémoires de Géologie (Lausanne)

- No. 1* BAUD A. 1987. Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). 202 pp., 53 text-figs., 29 pls.
- No. 2 ESCHER A., MASSON H. and STECK A. 1988. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. 11 pp., 1 text-figs., 1 map.
- No. 3* STUTZ E. 1988. Géologie de la chaîne Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Inde). Evolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne. 149 pp., 42 text-figs., 11 pls. 1 map.
- No. 4 COLOMBI A. 1989. Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). 216 pp., 147 text-figs., 2 pls.
- No. 5 STECK A., EPARD J.-L., ESCHER A., MARCHANT R., MASSON H. and SPRING L. 1989 Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. 8 pp., 1 map.
- No. 6 SARTORI M. 1990. L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). 140 pp., 56 text-figs., 3 pls.
- No. 7 BUSSY F. 1990. Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). 309 pp., 177 text-figs.
- No. 8* EPARD J.-L. 1990. La nappe de Moreles au sud-ouest du Mont-Blanc. 165 pp., 59 text-figs.
- No. 9 PILLOUD C. 1991. Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges, Valais). 98 pp., 59 text-figs.
- No. 10* BAUD A., THELIN P. and STAMPFLI G. 1991. (Eds.). Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys. IGCP Project No. 276. Newsletter No. 2. 155 pp.
- No. 11 CARTER E.S. 1993 Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhactian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. 132 pp., 15 text-figs., 21 pls.
- No. 12* GOUFFON Y. 1993. Géologie de la "nappe" du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste -Italie). 147 pp., 71 text-figs., 2 pls.
- No. 13 HUNZIKER J.C., DESMONS J., and HURFORD A.J. 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. 59 pp., 18 text-figs., 7 maps.
- No. 14 SPRING L. 1993. Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul-Zanskar oriental (Himalaya indien). 148 pp., 66 text-figs., 1 map.
- No. 15 MARCHANT R. 1993. The Underground of the Western Alps. 137 pp., 104 text-figs.
- No. 16 VANNAY J.-C. 1993. Géologie des chaînes du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul (NW-Himalaya, Inde). Paléogéographie et tectonique. 148 pp., 44 text-figs., 6 pls.
- No. 17* PILLEVUIT A. 1993. Les blocs exotiques du Sultanat d'Oman. Evolution paléogéographique d'une marge passive flexurale. 249 pp., 138 text-figs., 7 pls.
- No. 18 GORICAN S. 1994. Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). 120 pp., 20 text-figs., 28 pls.
- No. 19 JUD R. 1994. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. 147 pp., 29 text-figs., 24 pls.
- No. 20 DI MARCO G. 1994. Les terrains acréétés du sud du Costa Rica. Evolution tectonostratigraphique de la marge occidentale de la plaque Caraïbe. 166 pp., 89 text-figs., 6 pls.
- No. 21* O'DOHERTY L. 1994. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). 415 pp., 35 text-figs., 73 pls.
- No. 22 GUEx J. and BAUD A. (Eds.). 1994. Recent Developments on Triassic Stratigraphy. 184 pp.
- No. 23 BAUMGARTNER P.O., O'DOHERTY L., GORICAN S., URQUHART E., PILLEVUIT A. and DE WEVER P. (Eds.). 1995. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. 1162 p.
- No. 24 REYMOND B. 1994. Three-dimensional sequence stratigraphy offshore Louisiana, Gulf of Mexico (West Cameron 3D seismic data). 215 pp., 169 text-figs., 49 pls.
- No. 25 VENTURINI G. 1995. Geology, Geochronology and Geochemistry of the Inner Central Sezia Zone. (Western Alps - Italy). 183 pp. 57 text-figs., 12 pls.
- No. 26 SEPTFONTAINE M., BERGER J.P., GEYER M., HEUMANN C., PERRET-GENTIL G. and SAVARY, J. 1995. Catalogue des types paléontologiques déposés au Musée Cantonal de Géologie, Lausanne. 76 pp.
- No. 27 GUEx, J. 1995. Ammonites hettangiennes de la Gabbs Valley Range (Nevada, USA). 130 pp., 22 figs., 32 pl.

*: out of print (continued inside)

Order from **Institut de Géologie et Paléontologie,**
Université de Lausanne. BFSH-2. CH-1015, SWITZERLAND.

<http://www-sst.unil.ch/publications/memoires.htm>

Fax: (41) 21-692.43.05

Bank Transfer: Banque Cantonale Vaudoise 1002 Lausanne

Account Number: **C.323.52.56** Institut de Géologie, rubrique: Mémoires

Price CHF 30 per volume except volume 23 (CHF 100). The price doesn't include postage and handling.

- Please do not send check -