

N° d'Ordre : 474

THESE

pour l'obtention du Grade de

Docteur de l'Université de POITIERS

(Faculté des Sciences Fondamentales et Appliquées)

(Diplôme National - Arrêté du 23 Novembre 1988)

SPECIALITE : GEOCHIMIE DE LA SURFACE

Présentée par

Anicet BEAUVAIS

**PALEOCLIMATS ET DYNAMIQUE D'UN
PAYSAGE CUIRASSE DU CENTRAFRIQUE
Morphologie, Pétrologie et Géochimie**

Directeur de thèse : Yves TARDY

Soutenue le 20 Décembre 1991 devant la Commission d'Examen

Jury :

MM. TRESCASES J.J.

Président

DUBOIS J.,

HERBILLON A.

TARDY Y.

Examineurs

DECARREAU A.

NAHON D.

Rapporteurs



Handwritten notes in the bottom right corner: +1200064559, 2ep FDI, Non Num, F35558 TH.

*Je dédie ce mémoire à ma femme Chantal
et à l'enfant qu'elle porte*

RESUME

La dynamique des paysages cuirassés du Centrafrique, a été étudiée et analysée d'un point de vue morphologique, pétrologique, géochimique et cartographique. La région de Dembia-Zémio, dans le Haut-Mbomou, dans le Sud-Est du Centrafrique a servi de cadre à ce travail, en raison de l'extension du cuirassement, et de la situation de la région, à la lisière de la forêt équatoriale, charnière entre deux grands domaines climatiques, équatorial humide au Sud, et tropical très contrasté au Nord.

Le réseau hydrographique centrafricain et la distribution des linéaments dans notre zone d'étude ont été appréhendés par des méthodes d'analyse fractale. Cette démarche a permis de quantifier et de différencier chaque élément du réseau hydrographique en tant que révélateur et marqueur des différences lithologiques, tectoniques, climatiques et phyto-pédologiques (variations des couvertures végétales ou de sols).

L'étude pétrographique et pétrologique détaillée des profils d'altération cuirassés à l'échelle des assemblages de minéraux et à celle des séquences de profils a permis d'établir des relations d'ordre génétique entre les différents faciès, et d'envisager deux grands processus d'altération latéritique, saprolitisation et ferruginisation. Par ailleurs, on a montré que ces deux processus évoluaient selon deux modes, aggradation et dégradation, en fonction de la situation topographique des profils d'altération considérés, et de la couverture végétale. Une relation d'ordre chronologique entre les deux modes de ferruginisation a pu être mise en évidence en relation avec des changements d'environnements pédoclimatiques.

Le bilan géochimique de l'altération a été estimé, et discuté, par référence au zirconium considéré comme élément invariant lors des mécanismes de saprolitisation et de ferruginisation. Les bilans de l'érosion chimique et mécanique ont été calculés pour l'ensemble du bassin versant du fleuve Oubangui par la mesure des flux de matières solides et dissoutes, reçues des paysages cuirassés et exportés vers le bassin du Congo, dernière étape avant l'océan Atlantique.

Enfin, il a été montré que les cuirasses ferrugineuses devaient être considérées comme des marqueurs paléoclimatiques au même titre que d'autres formations géologiques.

ABSTRACT

Geodynamic paths of Central Africa iron crust-armored landscapes have been addressed in this work. Investigations are based on morphological, petrological, geochemical and spatial distributions data of the Dembia-Zemio area weathering system, which is located in the Haut-Mbomou region, southern Central Africa. Long term tectonic steady-state has led to development of horizontally and vertically extended iron crust systems, which evolve now under tropical contrasted conditions in the northern part. Hence, the Dembia-Zemio iron-crust systems provide an ideal opportunity to study the evolutionary paths of laterites, whose fate is a matter of global public concern because mining and agricultural activity.

Fractal analyses of the hydrographic network and lineaments stresses out that any hydrological network segment surfaces the variations in lithology, tectonic, climate and phyto-pedology conditions which have rules the studied weathering system.

Petrological detailed study has been performed on iron crust profiles at the scale of mineral assemblages as well as at the scale of profile sequences. Established genetic and chronological relationships between iron crust systems emphasize saprolitization and ferruginization as main geochemical processes leading to formation and transformation of laterites. Topographical setting, vegetal cover and pedoclimatic changes control these processes.

Geochemical transfers resulting from saprolitization and ferruginization have been estimated and discussed using formal mass balance principles with zirconium as referring immobile element. By measuring solute and solid transfers from the iron crust-armored landscapes to the Oubangui river system, both chemical and physical denudation rates have been calculated for the whole watershed.

The results given in this work allow us to consider these iron crusts as memory systems which have registered the successive paleogeographical events from Eocene to present time.

Le métier de chercheur exige certes de savoir résoudre quelques problèmes, mais aussi de savoir les choisir. Et le flair pour les choix est particulièrement nécessaire dans les périodes de rupture, où s'affrontent plusieurs écoles de pensée.

Pierre-Gilles de GENNES (préface du livre "les Atomes" de Jean PERRIN, 1990)

AVANT-PROPOS

Lorsqu'un chercheur passe plusieurs années à étudier un sujet, il est normal qu'au terme de la rédaction de son mémoire, il rende hommage à de nombreuses personnes, collègues et amis... qui l'ont aidé et soutenu tout au long de ses recherches. Je ne faillirais donc pas à la règle et commencerais dans l'ordre chronologique. Mais avant, je demande à ceux et celles que j'omettrais de citer de bien vouloir me pardonner. Qu'ils soient de toutes les façons remercier pour l'aide apportée.

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme PIRAT (INSU-ORSTOM), initié et animé admirablement par Yves TARDY. J'ai beaucoup appris à son contact. Sa rigueur scientifique et sa vision globale des grands processus géochimiques qui régissent les environnements naturels m'ont immédiatement séduit. Nos discussions en brousse et au bureau furent toujours très enrichissantes et constructives. Il n'a jamais cessé de m'encourager par sa bonne humeur et son soutien, notamment lorsque j'étais hospitalisé. Je lui dois beaucoup, et c'est avec une certaine émotion que je l'assure de toute ma gratitude et mon amitié.

C'est avec lui que je fis mes premiers pas en Centrafrique.

Tout commença le 2 Janvier 1985, lorsque je rejoignis Bangui la capitale, pour prendre mes fonctions de maître- assistant à l'Université. Dans le même temps, je démarrais sans tarder un programme de recherches sur les formations latéritiques cuirassées du Centrafrique en collaboration et avec le soutien de l'ORSTOM. Dès le 4 janvier, je foulais pour la première fois le sol cuirassé du Haut-Mbomou dans le Sud-Est du pays, accompagné d'Yves BOULVERT, Yves TARDY et Boris VOLKOFF. Les premiers moments passés en brousse resteront à jamais gravés dans ma mémoire.

Depuis ce jour, je n'ai cessé de me rendre sur ce qui est devenu, au fil de six années d'expatriation, le terrain privilégié de mes recherches, et qui représente aujourd'hui l'objet de ce mémoire de thèse.

Au terme de ce long parcours, je tiens à remercier les autorités centrafricaines qui m'ont permis de mener à bien mes études sur le sol centrafricain. Je pense notamment à Jean Eudes TEYA, Les Ministres Jean Claude KAZAGUI, Michel SALE et Pierre SAMMY Mc FOY, les Recteurs MM. NDJAPOU et BASSIA, le Doyen de la Faculté des Sciences Joachim SIOKE RENALDI, le Haut Commissaire à la Recherche Scientifique Gaston MANDATA NGUERAKATA, Les deux Directeurs successifs de l'Institut Polytechnique, Jean Bernard MINOT et Jean BIANDJA, Le Directeur du Bureau National de Pédologie et de Conservation des Sols, Fidèle NGOUANZE, et Jean YURMANI, Directeur général des Mines.

Pendant toute la durée de mon séjour en Centrafrique, l'ORSTOM a assuré largement la bonne marche de mes travaux de terrain, mais aussi de laboratoire lors de missions en France ces dernières années. Au sein du Département TOA, François JARRIGES et Boris VOLKOFF m'ont toujours apporté leur soutien, tant financier que moral. Je leur exprime ici toute ma reconnaissance. J'ai beaucoup apprécié également le dévouement et l'attention de M. AUBRAT à l'égard des chercheurs expatriés. Que tous les trois soient assurés de mon amitié.

Je tiens par ailleurs à remercier la Mission de Coopération française pour sa bienveillance lorsque je partais plusieurs semaines loin des étudiants et des salles d'enseignements de l'Université.

Toute ma gratitude et mon amitié vont à ceux qui m'ont aidé sur le terrain, les habitants des villages du Haut-Mbomou, et particulièrement ceux de Finzani et de Guénékoumba, auprès desquels j'ai trouvé un accueil chaleureux, et pu apprécier le courage et leur détermination lorsqu'il s'est agi de traverser la cuirasse à l'aide d'outils aussi précaires qu'une barre à mine ou une pioche. Toute ma gratitude va à David DEBONDJI et Michel PIRIBE, mes fidèles compagnons de route pendant toutes ces années. Edmond

Désiré DOLLET réalisa avec soin beaucoup de cartes figurant dans ce mémoire. Qu'il en soit remercié très sincèrement. Benjamin ESSOLA-ATANGANA eut la charge des mesures de densité apparente sur les échantillons des puits. Merci à lui aussi. Enfin, je remercie l'ensemble du personnel centrafricain du Centre ORSTOM de Bangui, pour les bons moments passés ensemble.

Je tiens également à exprimer toute mon admiration pour les missionnaires du Centrafrique. J'ai une pensée toute particulière pour les missions de Bangassou, Kembé, Rafai et Zémio. Que le Père Martin, pour qui j'avais beaucoup d'affection, repose aujourd'hui en paix. Son hospitalité sans faille et son aide furent irremplaçables dans les moments difficiles, notamment en Mars 1987 lorsque j'étais malade.

De retour de mission, j'ai souvent trouvé sur le Centre ORSTOM de Bangui tout le réconfort dont on peut avoir besoin après trois jours de route sur des pistes poussiéreuses et pas toujours très carrossables.

Le Directeur du Centre, Yves BOULVERT, dont la culture générale sur le Centrafrique m'a donné envie de connaître et parcourir ce pays, et plus tard m'a fait l'aimer sincèrement. J'ai, par ailleurs, pu travailler à partir de ses cartes du milieu naturel centrafricain, que j'ai utilisées pour rédiger le premier chapitre de ce mémoire, je l'en remercie vivement.

Toute mon admiration et ma gratitude vont à son épouse, Jacqueline BOULVERT, admirable de gentillesse et de délicatesse, et toujours prête à accueillir et à aider les jeunes chercheurs isolés. J'ai, par ailleurs, beaucoup apprécié ses gateaux de "brousse" lors des missions collectives.

Enfin, je ne saurais oublier la sympathie et l'amitié de mes collègues du Centre, M. et Me. BERTHELIN, les familles CORNET, GONZALES, THIEBAUX, BENOIT et PERICHON, Vincent DEHOUX qui m'a fait découvrir et aimer les chants pygmées, Dominique BACHELARD, D. MATZINGER, Germinal GABALDA, et Daniel SERBRUYNS qui veillait à ce que les voitures nous conduisent et nous ramènent à bon port. J.P. THIEBAUX m'a permis d'utiliser les données acquises à partir de ses prélèvements dans le fleuve Oubangui. Je l'en remercie très sincèrement. J'assume également de toute mon amitié les collègues de l'Université, et parmi eux Claude CENSIER, devenu aujourd'hui Directeur du Centre de Bangui, après l'avoir fréquenté pendant de nombreuses années, derrière le microscope ou ses colonnes de tamis.

Lors de mes retours en congés, j'ai toujours trouvé un bureau à ma disposition dans les laboratoires de Pétrologie de la Surface à Poitiers, et de Géochimie de la Surface à Strasbourg.

Durant tout mon séjour en Centrafrique, les analyses minéralogiques et chimiques ont été faites par le Laboratoire de Géochimie de la Surface de Strasbourg. Toutes les données brutes de cette thèse sont le résultat du travail des chercheurs, techniciens et thésards de ce laboratoire. J'éprouve par conséquent un grand plaisir à remercier Hélène PAQUET, dont j'apprécie beaucoup la gentillesse et la disponibilité légendaires, Claude ROQUIN, dont la compétence en matière de géochimie et traitements des données m'a été très utile, Daniel MAZALTARIM, J.C. MULLER et B.H. MBONGO qui ont passé beaucoup de temps à broyer les échantillons et à suivre l'avancement des analyses, Yves BESNUS, J. SAMUEL et R. ROUAULT pour les analyses chimiques, P. LARQUE et F. WEBER pour les analyses par diffraction des rayons X, et Ph. KARCHER pour la qualité de ses réglages et de ses photographies au microscope électronique à balayage. Que toutes et tous soient assurés de ma gratitude et de mon amitié pour tout le travail accompli et l'accueil toujours très chaleureux en terre alsacienne. A Starsbourg, je tiens à remercier également J.L. PROBST qui m'a très gentiment permis d'utiliser des données hydrologiques en cours de publication.

Le Laboratoire de Pétrologie de la Surface de Poitiers était et reste en quelque sorte ma maison, celle où j'ai fait mes premiers pas de chercheur, il y a une dizaine d'années, enseigné, guidé et soutenu par Daniel NAHON. En matière de Pétrologie des altérations, il m'a tout appris, il sera toujours un modèle pour moi. Je le remercie avec une certaine émotion pour tout le temps consacré jadis à ma formation, et, aujourd'hui, malgré toutes les charges qui lui incombent, de participer à mon jury de thèse et d'en être le rapporteur.

J.J. TRESCASES m'a toujours soutenu dans mes recherches et a été le premier à lire et corriger ce mémoire, chapitre après chapitre. Je lui dois beaucoup et le remercie pour tout le temps consacré à l'amélioration de mon manuscrit. Je le remercie également de présider mon jury de thèse.

Alain DECARREAU a succédé à Alain MEUNIER à la tête de l'équipe. Tous deux m'ont toujours accueilli très gentiment, bien que mon sujet de recherche fut en marge de ceux développés ici. Je leur en

suis reconnaissant, et les en remercie.

Alain DECARREAU est aujourd'hui mon rapporteur, demain nous envisageons une collaboration scientifique. Je me réjouis à l'idée de travailler avec lui, et de pouvoir bénéficier de toute sa compétence en matière de cristallographie et cristalochimie des minéraux de l'altération, et je le remercie de bien vouloir me supporter encore un an.

M. Jacques DUBOIS est venu me rendre visite sur le terrain en 1987. C'est au cours de cette mission que j'ai entendu parler pour la première fois d'analyse fractale appliquées aux Sciences de la Terre. J'ai beaucoup apprécié ses idées novatrices et son esprit critique. J'envisage également une collaboration avec lui après ma thèse. En attendant, je le remercie d'avoir bien voulu participer à mon jury de thèse.

M. Adrien HERBILLON est un habitué des jury de thèses à Poitiers. J'espère qu'à ses yeux, je serais à la hauteur des mes prédécesseurs, et j'attends avec impatience ses remarques et critiques. Quoi qu'il en soit, je suis honoré de sa participation à mon jury de thèse et l'en remercie.

Certains chapitres de ma thèse ont été conçus et rédigés rapidement, compte tenu de la date butoir que je m'étais fixée pour la soutenance. C'est le cas du chapitre 4, dans lequel figure les calculs de bilans. Sans l'aide efficace de mon ami de toujours, Fabrice COLIN à Marseille, ces calculs n'auraient jamais figurés dans mon mémoire. Je l'en remercie et l'assure de toute mon amitié. Il reste cependant encore beaucoup à exploiter et à développer, et je sais que je peux compter sur sa collaboration. Bruno BOULANGE et Jean Paul AMBROSI ont toujours été disponibles pour discuter de mes recherches. Merci à eux aussi.

De même, à Poitiers, nombreux sont celles et ceux qui m'ont aidé durant cette année de rédaction.

Daniel BEAUFORT s'est occupé de me réserver des journées d'analyses à la microsonde électronique lorsque j'en avais besoin. Le Professeur Jean Hugues THOMASSIN et Patrick DUDOIGNON m'ont toujours accueilli avec gentillesse, lorsque je venais utiliser le matériel informatique qui se trouve dans leur bureau. Qu'ils soient tous les trois remerciés.

Le professeur Jean Noël RIMBERT s'est très gentiment proposé de passer mes échantillons au spectromètre Mössbauer. Sabine PETIT a toujours été très disponible à la fois pour m'aider au spectromètre Infra-rouge et traiter les spectres Mössbauer. Bien que les résultats de ces travaux ne figurent pas dans mon mémoire, je les remercie pour leur aide et leur compétence, et me réjouis à l'avance de notre collaboration future.

Ahmed BADRI, thésard dans le Laboratoire de Mécanique des Fluides de Gérard TOUCHARD a immédiatement été intéressé lorsque je suis venu m'entretenir avec lui d'analyse fractale de champs de fractures et linéaments. J'espère de ce premier contact une collaboration plus poussée l'année prochaine. En attendant, il a toute ma sympathie, et je le remercie de son accueil. En matière d'analyse fractale, j'ai eu également des échanges bibliographiques avec Béatrice LEDESERT. Je tiens à l'en remercier également.

François GERARD m'a très gentiment aidé à traiter mes résultats de diffraction des rayons X avec un programme d'affinement des paramètres cristallins. Qu'il en soit remercié.

Sans l'ordinateur d'Olivier GRAUBY et l'expérience en matière d'informatique de Dominique PROUST et Philippe VIEILLARD, je n'aurais jamais eu le temps de traiter toutes les données minéralogiques, chimiques et hydrologiques acquises pendant toutes ces années. Je les remercie du fond du cœur.

Bernadette BRACONNIER m'a également facilité beaucoup le travail en m'aidant, et souvent, en me laissant travailler sur l'ordinateur du secrétariat, sur lequel j'ai tapé toute ma thèse. Elle a su aussi trouvé le temps de m'aider. Je la remercie bien amicalement.

Gérard BRUNO et François MARTIN ont été des artisans actifs lors des mises en formes de dernière heure. Qu'ils soient tous les deux assurés de mon amitié et de ma reconnaissance.

Merci également à Me. Yvette DOUADY pour tout le temps passé à la photocopieuse lors des tirages de mon mémoire, de même qu'à Denis PAQUET et Etienne de Laulanie, chargés des reliures, et toujours disponibles lorsque je faisais appel à leurs services.

M. André MARTIN a réalisé avec patience et talent les diapositives de mon exposé oral, je l'en remercie vivement.

Merci aussi à Me. Claude AUGAS, très active les jours de soutenance de thèse pour préparer les festivités. Par ailleurs, chaque après midi, son thé et ses petits gâteaux sont d'un grand réconfort.

Me. Jeanine PHILIPPON fait en sorte que notre environnement de travail soit agréable par sa

propreté. C'est important lorsque l'on passe durant des mois, plusieurs heures par jours, à rédiger un mémoire de thèse. Qu'elle soit également remerciée pour son travail.

Marie-France HUBERT s'occupe quotidiennement des "corvées administratives" qui ennuiement généralement plus d'un chercheur. Merci pour son dévouement et son efficacité.

Merci à chacune et chacun pour leur participation à chaque étape de ce travail, et merci aussi pour la bonne ambiance qui règne dans ce laboratoire.

Enfin, je remercie tous mes collègues de l'ORSTOM et d'ailleurs, Claude HANRION qui s'est occupé de confectionner mes lames minces lorsqu'il était à Adiopodoumé en Côte d'Ivoire, André NOVIKOFF, Jean Marie WACKERMANN et J.L. BOEGLIN, Paul FAURE, Dominique SCHWARTZ et Emmanuel FRITSCH, Y. ALBOUY, et MM. NOEL, RIANDEY et SONDAG, R. YONGUE et tous ses collègues Camerounais. Chacun dans son domaine, à l'occasion d'une mission, sur le terrain ou au laboratoire, a su me ménager un peu de son temps, et me faire partager un peu de son savoir.

En 1989, lors d'une mission au Mali, j'eus la chance de rencontrer M. Georges MILLOT. Il m'accorda un peu de son temps de repos pour m'écouter et discuter de mes travaux. Plus tard, j'eus de nouveau le privilège de discuter avec lui dans son bureau à l'Institut de Géologie de Strasbourg. Avant de partir, il m'aida admirablement pour la publication d'une note aux Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. J'ai une pensée vive et émue pour lui, en souvenir de ses moments inoubliables.

Avant de clore cet avant propos, je voudrais exprimer tout mon amour à ma femme Chantal et à l'enfant qu'elle porte. Je sais combien il a été difficile pour elle de supporter mes absences nocturnes et dominicales, imposées par la rédaction de ce mémoire.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
CHAP. 1 - CADRE NATUREL DU CENTRAFRIQUE	7
I - LE CLIMAT.....	7
II - LA GEOLOGIE.....	13
III - LES SOLS.....	19
IV - LA MORPHOLOGIE GENERALE.....	22
V - L'HYDROGRAPHIE.....	27
VI - LA PHYTOGEOGRAPHIE.....	30
CHAP. 2 - ANALYSE FRACTALE DU PAYSAGE CUIRASSE DU HAUT-MBOMOU	35
I - INTRODUCTION	35
II - GEOMETRIE FRACTALE DES COURS D'EAU.....	36
III - ANALYSE FRACTALE DES ACCIDENTS STRUCTURAUX ET DES LINEAMENTS	48
IV - CONCLUSIONS	55
CHAP. 3 - PETROLOGIE DE LA SEQUENCE DE PROFILS D'ALTERATION CUIRASSES DE GUENKOU MBA.....	57
I - INTRODUCTION	57
II - LES ROCHES MERES.....	58
III - PETROGRAPHIE ET PETROLOGIE DE LA SEQUENCE DE GUENKOU MBA	65
IV - CONCLUSION.....	98
CHAP. 4 - DIFFERENCIATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES PROFILS D'ALTERATION	105
I - DIFFERENCIATION MINERALOGIQUE	105
II - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE.....	117
III - ANALYSE STATISTIQUE.....	125
IV - BILANS GEOCHIMIQUES	126
V - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES TROIS SYSTEMES CUIRASSES....	143

VI - DISCUSSION ET CONCLUSION	147
CHAP. 5 - LES AUTRES TOPOSEQUENCES	153
I - INTRODUCTION	153
II - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DE LA TOPOSEQUENCE DE BAHR.....	153
III - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DE LA TOPOSEQUENCE DE FINZANI	162
IV - CONCLUSION.....	171
CHAP. 6 - DEGRADATION GEOCHIMIQUE ET DEMANTELEMENT DES PROFILS CUIRASSES A LA LISIERE DE LA FORET EQUATORIALE.....	175
I - INTRODUCTION	175
II - LES DOMAINES DE DEMANTELEMENT DANS LES SYSTEMES CUIRASSES DU HAUT-MBOMOU	176
III - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES PROFILS DEMANTELES.....	176
IV - MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES FACIES DE DEMANTELEMENT	180
V - LE ROLE DE L'ACTIVITE DE L'EAU DANS LE DEMANTELEMENT.....	191
VI - CONCLUSIONS	192
CHAP. 7 - CARTOGRAPHIE GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE	195
I - INTRODUCTION	195
II - DISTRIBUTION SPATIALE DES CUIRASSES.....	195
III - DIFFERENCIATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES SELON LA TOPOGRAPHIE	197
IV - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES SELON LEUR FACIES PETROGRAPHIQUE.....	204
V - ANALYSE STATISTIQUE.....	209
VI - CARTOGRAPHIE ET SIGNATURE GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES	217
VII - DISCUSSION ET CONCLUSIONS	224
CHAP. 8 - CUIRASSE, DYNAMIQUE DE L'EROSION ET DU CUIRASSEMENT, PALEOCLIMATS.....	227
I - INTRODUCTION	227

II - DISTRIBUTION DES CUIRASSES DANS LE MBOMOU ET LE HAUT-MBOMOU	228
III - LES CUIRASSES DU CENTRAFRIQUE	232
IV - BILAN DE L'EROSION ACTUELLE SUR LE BASSIN CUIRASSE DE L'OUBANGUI	235
V - LES CUIRASSES D'AFRIQUE	250
VI - LES PALEOCLIMATS ET LE CUIRASSEMENT	258
VII - CONCLUSION	265
 CONCLUSIONS GENERALES	 267
PERSPECTIVES	278
BIBLIOGRAPHIE	279
TABLE DES MATIERES	299
LISTE DES TABLEAUX	311
LISTE DES FIGURES	313
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	317

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Le terme de latérite a été défini pour la première fois par BUCHANAN (1807) pour désigner un matériau présentant après séchage à l'air les propriétés physiques de la brique.

Ce terme a souvent été sujet à controverses quant à sa signification et ses applications. Actuellement, les latérites sont l'objet d'un livre en cours de publication (TARDY, 1992) dont j'ai eu le privilège de la première lecture. Quoiqu'il en soit, il nous semble souhaitable que le terme de latérites soit utilisé au sens le plus large, indépendamment des critères de structure, texture ou couleur. On reprendra pour mémoire la définition donnée par ALEXANDER et CADY (1962).

Les latérites sont des matériaux supergènes riches en oxydes et oxyhydroxydes de fer ou d'aluminium plus ou moins hydratés, ou d'autres éléments de transition (Mn, Cr, Ni, Cu, Co, Zn...). Elles sont à peu près dépourvues d'alcalins et alcalino-terreux, et de silicates primaires mais peuvent contenir des quantités importantes de quartz selon la nature de la roche mère dont elle dérive et selon leur degré d'évolution. Elles peuvent être meubles ou indurées, l'induration étant un phénomène secondaire qui devient opérant au cours de processus d'humidification et dessiccation sans cesse réitérés en climat tropical contrasté à saisons humide et sèche alternées.

Les couvertures latéritiques sont des traits morphologiques majeurs des paysages des régions tropicales (fig. 1), à l'exception de quelques sites identifiés en dehors de la ceinture intertropicale, notamment en Europe. Dans ce cas, elles apparaissent comme des témoins de périodes climatiques aujourd'hui révolues.

Parmi les matériaux latéritiques, les cuirasses ferrugineuses résultent de l'induration sous des climats tropicaux contrastés des manteaux argileux dérivés de l'altération météorique des roches les plus diverses : granites, gneiss, schistes, amphibolites, dolérites...

Les premières grandes études menées sur le cuirassement en Afrique ont consisté à dresser un inventaire général des cuirasses latéritiques. Bien qu'il ne soit pas encore complètement achevé aujourd'hui, il a permis en Afrique de l'Ouest où il est le plus fourni, de proposer des modèles de mise en place des cuirasses en relation avec les surfaces d'aplanissement à la fois résultantes et témoins des grands cycles climatiques et tectoniques qui ont façonné les paysages d'Afrique du Mésozoïque à l'actuel (MICHEL, 1969 ; GRANDIN, 1973 ; BOULANGE et al., 1973 ; BOULET, 1970 ; ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970 ; GRANDIN et HAYWARD, 1975 ; BEAUDET, 1978 ; MICHEL, 1978 ; GRANDIN et THIRY, 1983).

A côté de ces études et surtout par la suite, les pédologues et les géologues se sont attachés à l'étude descriptive et analytique détaillée de séquences de profils d'altération cuirassés ou non recoupant des demi-interfluves. Ces études avaient pour objectifs principaux (1) de suivre la distribution, les enchainement et l'évolution des faciès d'altération depuis la roche saine jusqu'aux horizons de surface, éventuellement cuirassés, (2) de décrire les mécanismes physico-chimiques responsables de la formation

des profils d'altération latéritique épais (LENEUF, 1959 ; MILLOT, 1964 ; PAQUET, 1969 ; TARDY, 1969 ; BOCQUIER, 1971 ; TRESCASES, 1973 ; BOULET, 1974 ; NOVIKOFF, 1974 ; WACKERMANN, 1975 ; NAHON, 1976 ; CHAUVEL, 1977 ; LEPRUN, 1979 ; PION, 1979 ; KALOGA, 1983 ; BOULANGE, 1983 ; AMBROSI, 1984 ; BOCQUIER et al., 1984 ; MULLER, 1987 ; LUCAS, 1989 ; MAZALTARIM, 1989 ; BOEGLIN, 1990 ; FREYSSINET, 1990 ; NAHON, 1991).

D'une manière très générale, les cuirasses latéritiques se distinguent les unes des autres (1) par leur faciès géochimique, en relation avec la nature des roches mères dont elles dérivent (WACKERMAN, 1975 ; NAHON, 1976 ; LEPRUN, 1979 ; ZEEGERS et LEPRUN, 1979 ; MATHEIS, 1981 ; MATHEIS, 1983 ; KOBILSEK, 1990), (2) par leurs faciès pétrographiques et minéralogiques en relation avec les processus pédogénétiques qui varient selon l'altitude et la latitude auxquelles les cuirasses latéritiques se développent. En somme, elles dépendent de la variation des paramètres hydroclimatiques (pluviosité, drainage, température, évapo-transpiration, les fugacités d'oxygène et de gaz carbonique dans les sols) qui contrôlent les fluctuations saisonnières de l'activité de l'eau dans les profils d'altération, le pH et le potentiel d'oxydo-réduction, et par conséquent les processus de formation des minéraux secondaires : kaolinite, gibbsite, goethite et hématite (NAHON, 1976 ; DIDIER et al., 1985 ; TARDY et NAHON, 1985 ; TARDY et al., 1988b ; TROLARD, 1987 ; TROLARD et TARDY, 1987 ; 1989 ; TARDY et al., 1990 ; AMBROSI, 1990 ; NAHON, 1991).

Enfin, récemment, les travaux ont porté sur l'intérêt minier des couvertures latéritiques en tant que porteurs de traceurs géochimiques (ZEEGERS and LEPRUN, 1979 ; DAVIES and BLOXHAM, 1979 ; MATHEIS, 1981 ; BUTT, 1987 ; COLIN et LECOMTE, 1988 ; EDOU MINKO, 1988 ; COLIN et al., 1989 ; COLIN et VIEILLARD, 1991 ; FREYSSINET et al., 1989 ; LECOMTE et COLIN, 1989 ; ROQUIN et al., 1989 ; FREYSSINET, 1990).

La plupart des études menées jusqu'à présent concernent des régions d'Afrique de l'Ouest où prévalent des climats tropicaux contrastés (MAIGNIEN, 1958 ; MILLOT, 1964 et les auteurs cités plus haut), tandis que d'autres, moins nombreuses, concernent les régions d'Afrique Centrale sous climats équatoriaux (MARTIN, 1966 ; MARTIN et al., 1981 ; NOVIKOFF, 1974 ; MULLER et al., 1981 ; MULLER et al., 1986 ; MULLER, 1987).

Dernièrement, motivés par un souci de synthèse, on a tenté par une approche plus globale, en insistant (1) sur les relations entre les facteurs hydroclimatiques et la dynamique du cuirassement, et (2) sur les fluctuations climatiques liées à la dérive continentale, de construire un modèle de mise en place et d'évolution général des cuirasses latéritiques sur les cratons continentaux (TARDY et al., 1988a ; TARDY et al., 1990 ; TARDY, 1992), et notamment en Afrique.

Sous climat tropical contrasté, les cuirasses sont largement distribuées dans un paysage de buttes témoins et plateaux. Elles se développent au sommet de profils d'altération épais et riches en kaolinite.

Lorsque le climat devient très contrasté à semi-aride, les cuirasses se dégradent, un horizon lessivé sous cuirasse se forme, de même que des horizons d'altération smectitiques se développent aux dépens des horizons anciens à kaolinite à la base des profils (LEPRUN, 1979).

Sous climat équatorial, les cuirasses ne peuvent pas se former. La forêt domine dans un paysage de collines en "demi-orange". Les cuirasses qui ont pu se développer sous des climats anciens plus contrastés se dégradent actuellement sous la forêt (NOVIKOFF, 1974 ; MARTIN et al., 1981 ; VOLKOFF, 1986).

Sous climat tropical humide, le cuirassement est à son maximum comme dans le Haut-Mbomou en Centrafrique. Partant du fait que la position centrale de ce pays en Afrique l'a protégé de fluctuations tectoniques et climatiques trop marquées, l'étude des cuirasses de cette partie de l'Afrique et particulièrement celles de la région de Dembia-Zémio apparaît comme essentielle. Dans cette région, le paysage est caractérisé par une mosaïque de savanes où le cuirassement est opérant, et de forêt où les cuirasses se démantèlent. Il se présente comme une vaste surface ondulée et cuirassée, d'aspect intermédiaire entre les paysages tabulaires du domaine soudano-sahélien du Nord, et ceux de collines en "demi-orange" de la forêt équatoriale guinéenne du Sud.

A - BUT ET CADRE DE L'ETUDE

La région de Dembia-Zémio dans le Haut-Mbomou se situe dans le Sud-Est du Centrafrique (fig. 1). Cette région apparaît comme la plus cuirassée du pays (BOULVERT, 1976 ; BOULVERT, 1983 ; BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988), et comme l'une des plus cuirassées du monde.

Dans cette région les cuirasses ferrugineuses enveloppent la totalité des interfluves et masquent par conséquent entièrement les roches mères du substratum. Néanmoins, ces roches sont présumées être des metabasites et amphibolites associées à des faciès plus acides de types schistes épimétamorphiques (MESTRAUD, 1982). L'étude géochimique des cuirasses ferrugineuses de cette région a pour but d'identifier les signatures géochimiques de la nature des roches sous-jacentes.

Outre l'intérêt morphologique et géochimique lié à l'ampleur du cuirassement, la région de Dembia-Zémio se situe aujourd'hui à la charnière de deux grands domaines morphoclimatiques opposés : (1) le domaine de la forêt équatoriale humide du bassin intracratonique congolais au Sud ; (2) le domaine des savanes sèches soumises à un régime tropical très contrasté des bassins intracratoniques tchadien au Nord et nilotique au Nord-Est. Les limites entre ces deux domaines ont pu se déplacer au cours du temps de sorte qu'actuellement, le paysage de la région de Dembia-Zémio est marqué par une mosaïque forêt-savanes, où les domaines très cuirassés alternent avec les domaines de démantèlement de la cuirasse.

B - LES METHODES D'ETUDE

L'étude a été menée à plusieurs échelles et selon diverses méthodes sur le terrain et au laboratoire.

1 - METHODE D'ETUDE SUR LE TERRAIN

Les travaux de terrain ont été menés selon deux étapes correspondant à deux échelles d'observation et de mesure.

La première étape a consisté à foncer des puits profonds disposés le long de 4

séquences recoupant des demi interfluvies portant des systèmes de profils cuirassés différents. Parmi les 44 profils d'altération qui ont été décrits de façon très détaillée, certains des plus représentatifs ont été choisis pour l'échantillonnage *in situ* des principaux faciès d'altération qui s'y succèdent de la base au sommet.

La seconde étape a concerné la cartographie morphologique et pétrographique des faciès de cuirasses dans une zone regroupant tous les faciès reconnus dans les puits. Les échantillons ont été décrits et classés selon des critères de situation topographique et morphologique et aussi pétrographiques à l'échelle macroscopique (structure, couleur...).

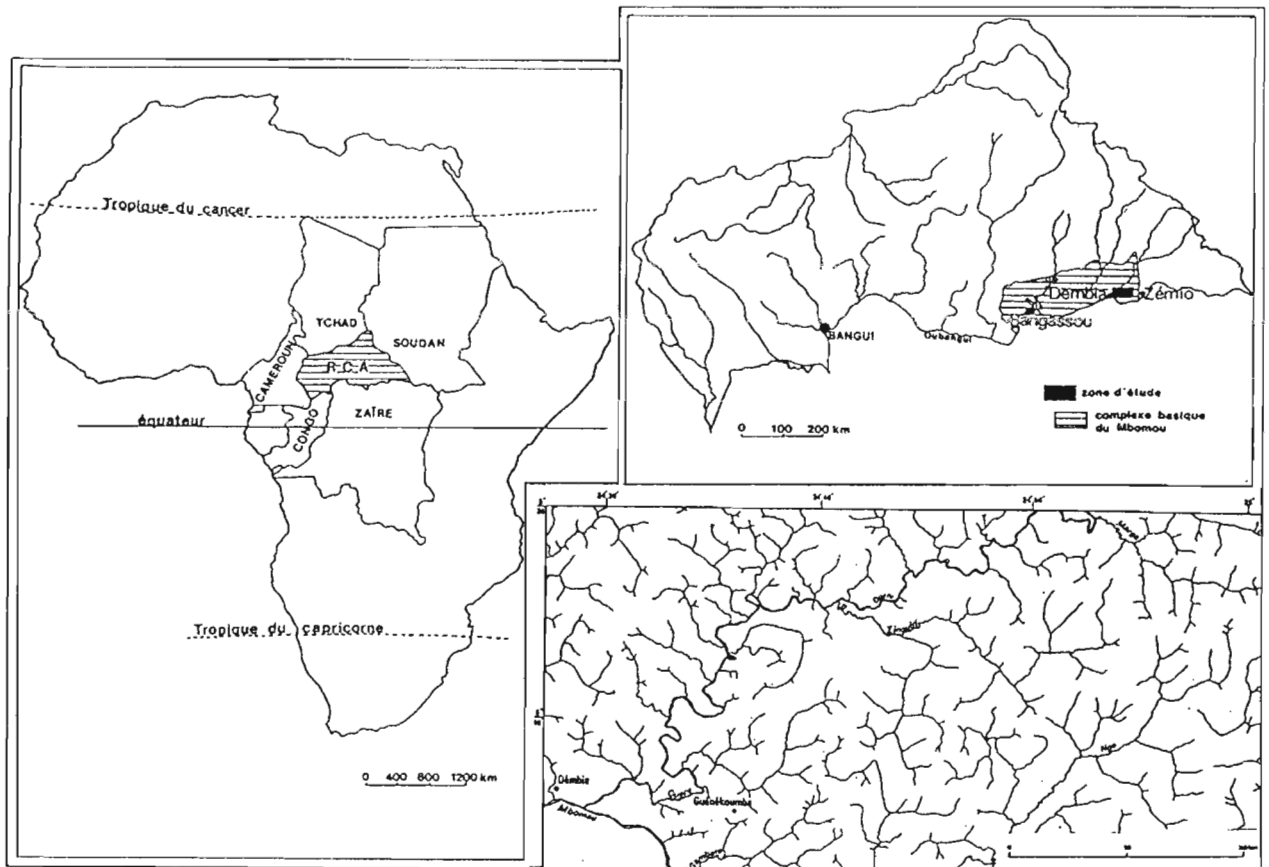


Figure. 1 - Situation du Centrafrique en Afrique, et Localisation de la zone étudiée

2 - METHODES D'ETUDE AU LABORATOIRE

La morphologie du réseau hydrographique et du réseau structural (fractures et linéaments) a été analysée et son degré d'irrégularité ou de désordre mesuré par des méthodes d'analyse fractale, dans le but de décrire les relations avec les facteurs naturels ou les processus physico-chimiques responsables de cette irrégularité ou ce désordre.

Les échantillons prélevés *in situ* dans les puits et en surface sur les divers éléments morphologiques ont été broyés et tamisés à 125 μm par D. MAZALTARIM puis par J.C. MULLER, pour être analysés par diffraction des rayons X (DRX) et ICP (majeurs et traces) au Centre de Géochimie de la Surface de Strasbourg.

Des lames minces polies ont été confectionnées au Laboratoire de Pétrographie et Minéralogie du centre ORSTOM d'Adiopodoumé en Côte d'Ivoire. L'analyse pétrographique des lames minces au microscope photonique de type Olympus BH a été faite au Laboratoire de Géologie du centre ORSTOM de Bangui en Centrafrique, et au Laboratoire de Pétrologie de la Surface de l'Université de Poitiers. D'autre part, cette analyse a permis de repérer des zones destinées à l'analyse chimique des minéraux et des plasmas d'altération (constitués de mélange de minéraux) à la microsonde électronique de type Cameca SX 50 (analyses W.D.S) au Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Paris VI.

Par ailleurs, certains échantillons ont été choisis pour l'analyse au microscope électronique à balayage. D'autres ont été utilisés pour faire des séparations de phases, destinées à l'analyse par diffraction des RX en passage lent ($1/4^\circ 2\theta/\text{min}$) associée à l'analyse par spectrométries Infra-rouge et Mössbauer, dans le but de mesurer le degré d'ordre ou de désordre des structures cristallographiques des minéraux, et les taux d'aluminium substitué dans les oxyhydroxydes de fer, goethite et hématite.

Les bilans géochimiques ont été calculés à partir des analyses chimiques des échantillons de puits dont on a mesuré la densité apparente.

Les méthodes d'analyses et de calculs adoptées sont exposées et expliquées en annexes.

C - PLAN DU MEMOIRE

Ce mémoire comporte 8 chapitres.

Dans un premier chapitre, les grands traits du cadre naturel sont examinés. Sont brossés successivement les principaux caractères du climat, de la géologie, des sols, du réseau hydrographique, de la géomorphologie et de la végétation.

Dans le second chapitre, est mesuré le degré d'irrégularité ou de désordre de la morphologie des réseaux hydrographiques (tracé des cours d'eau) et structuraux (fractures et linéaments) par des méthodes d'analyse fractale, dans le but de décrire les facteurs naturels ou les processus physico-chimiques responsables de cette irrégularité ou ce désordre.

Dans le chapitre 3, est abordée l'étude pétrologique détaillée de profils agencés le long d'une toposéquence et de profils complémentaires aux échelles macroscopique et microscopique, dans le but de décrire (1) les faciès d'altération successifs, (2) leur relations pétrologiques, (3) les processus physico-chimiques mis en jeu lors de leur développement. Par ailleurs, une étude cristallochimique est menée sur les minéraux (kaolinite, goethite et hématite) de quelques faciès caractéristiques. L'objectif est de mesurer le degré d'ordre ou de désordre et les taux de substitutions (fer, aluminium) qui peuvent apparaître comme autant de traductions des conditions pédoclimatiques de formation.

Dans le chapitre 4, sont différenciés les principaux systèmes cuirassés, à partir de l'étude minéralogique et géochimique des profils d'altération considérés à l'échelle macroscopique. Au total, cette étude conduit (1) à établir les bilans géochimiques de

l'altération et du cuirassement pour chacun des systèmes différenciés, et (2) à décrire, par l'analyse statistique multivariée, les relations entre les faciès minéralogiques et géochimiques, et les faciès pétrographiques emboîtés les uns dans les autres le long des profils d'altération.

Dans le chapitre 5 sont exposés les grands traits morphologiques et pétrographiques de deux autres séquences de profils d'altération cuirassés dans le but : (1) de discuter les classifications des faciès d'altération existantes ; (2) de décrire l'enchaînement des principaux faciès au sein de la séquence idéale des profils d'altération ; (3) de formuler l'agencement général des grands systèmes cuirassés à l'échelle régionale.

Dans le chapitre 6, on étudie la dégradation géochimique et le démantèlement mécanique des cuirasses sous forêt. L'objectif est de déterminer quels sont les facteurs régulateurs de l'environnement forestier, responsables de cette dégradation. On différencie le mode de dégradation des cuirasses du Haut-Mbomou de ceux des cuirasses évoluant sous d'autres latitudes. On envisage ainsi l'évolution du paysage cuirassé du Haut-Mbomou sous les conditions climatiques actuelles.

Dans le chapitre 7, est abordée la distribution des faciès cuirassés, à partir d'une cartographie morphologique et pétrographique, géochimique et minéralogique de surface à l'échelle régionale. L'objectif est de préciser quelles sont les relations entre faciès, situation morphologique et nature de la roche mère, afin de discerner parmi tous les paramètres du milieu naturel, quels sont les responsables de la différenciation géochimique des cuirasses.

Le chapitre 8 traite : (1) des cuirasses et du cuirassement qui sont abordés sous divers aspects en tant que : (a) traits remarquables de la morphologie des paysages d'Afrique et du Centrafrique, particulièrement des régions du Mbomou et du Haut-Bomou ; (b) marqueurs des climats et paléoclimats ; (2) du climat actuel de Centrafrique à partir des mesures des flux de matières solides et dissoutes exportés par le fleuve Oubangui ; (3) des paléoclimats autour de l'océan Atlantique à partir des données sédimentologiques, paléontologiques, géochimiques (isotopes)..., et en Afrique à partir de la distribution des cuirasses.

La multiplication des approches, des échelles d'observation et de mesure a pour objectif de retracer l'histoire morphologique, géochimique et climatique d'un paysage très cuirassé, celui du Haut-bomou en Centrafrique.

CHAPITRE. 1

CADRE NATUREL DU CENTRAFRIQUE

CHAPITRE. 1 - LE CADRE NATUREL

Située au Centre de l'Afrique, entre le Zaïre et le Congo au Sud, le Cameroun à l'Ouest et le Tchad et le Soudan au Nord et à l'Est, le Centrafrique couvre une superficie de 618.400 km² (fig. 1).

Le milieu naturel centrafricain a fait l'objet d'une synthèse générale qui comprend cinq cartes au 1 : 1.000.000 et leurs notices explicatives.

- La carte pédologique (BOULVERT, 1983).
- La carte phytogéographique (BOULVERT, 1986).
- La carte orohydrographique (BOULVERT, 1987).
- La carte géomorphologique (BOULVERT, 1990)
- La carte géologique révisée est actuellement en cours d'achèvement.

Enfin, il faut y ajouter également l'atlas agroclimatologique du Centrafrique (FRANQUIN et al., 1988).

I - LE CLIMAT

Le climat centrafricain est réglé par l'opposition de deux grandes masses d'air : celle de l'anticyclone de Libye, localisé en Afrique du Nord-Est, et celle de l'anticyclone de Sainte-Hélène sur l'Atlantique au Sud-Ouest du continent (fig. 2).

Pendant l'hiver boréal, les masses d'air sec venant de Libye engendrent un vent soufflant du nord-est, c'est l'harmattan et la saison sèche s'installe. A la saison pluvieuse, ce sont les hautes pressions australes de Sainte-Hélène qui provoquent la remontée des masses d'air humide selon une direction SW-NE. Le front intertropical (F.I.T) marque le contact entre les deux masses d'air, où s'installent les dépressions (fig. 2).

Par conséquent, le climat du Centrafrique varie par ses écarts de température, d'humidité relative de l'air et de précipitations dans le temps et l'espace. Les températures moyennes annuelles se distribuent entre 23,4°C à Bouar et 26,5°C à Birao. Les précipitations sont comprises dans la plus grande partie du territoire entre 1200 mm et 1800 mm du Nord au Sud (fig. 3).

Position des masses d'air en Afrique centrale

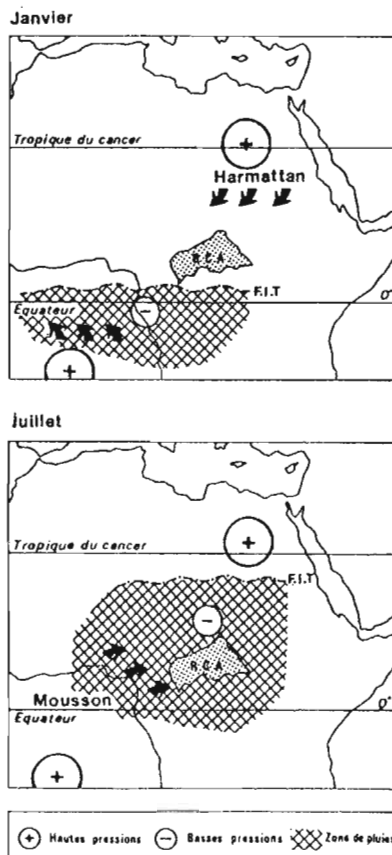


Figure. 2 - Mouvements interannuels du front intertropical (F.I.T) sur le Centrafrique.

Le climat centrafricain est caractérisé par :

(1) Une saison sèche qui commence en octobre au Nord-Est, dans la région de Birao, et qui se généralise dans tout le pays au mois de janvier et notamment dans la région de Dembia-Zémio, où sa durée oscille entre 2 et 3 mois de décembre à février.

(2) Une intersaison avant la saison des pluies qui atteint le Sud du pays début mars, le centre et l'Est en mars-avril, puis le Nord en avril-mai. Elle correspond à un recul lent et progressif du F.I.T. vers le Nord.

(3) Une saison pluvieuse qui affecte l'ensemble du territoire de juin à septembre. Elle est de 9 mois à Boukoko en Lobaye au sud de Bangui, de 4 mois à Birao dans l'extrême nord. Elle couvre généralement 7 mois d'avril à novembre dans la région de Dembia-Zémio.

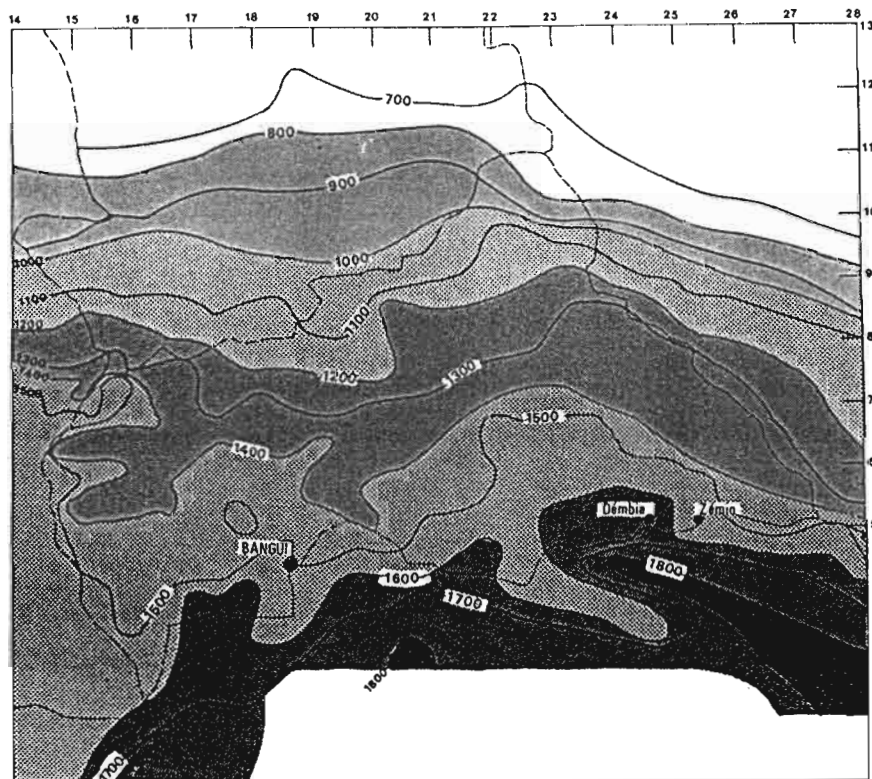


Figure. 3 - Distribution annuelle moyenne des isohyètes en Centrafrique (d'après DIZIAIN, 1986; extrait de FRANQUIN et al., 1988).

A- LES GRANDES ZONES CLIMATIQUES DU CENTRAFRIQUE

Les zones climatiques du Centrafrique sont définies à partir de l'indice de pluviométrie "i" (i_1 , i_2 , i_3) d'AUBREVILLE (1948) :

$i_1 > 100$ mm correspond aux mois de saison pluvieuse.

$30 \text{ mm} < i_2 < 100$ mm correspond aux mois d'intersaison.

$i_3 < 30$ mm correspond aux mois de saison sèche.

Selon les valeurs respectives de i on distingue trois grands types de climats : Guinéen-forestier, Soudano-guinéen et Soudano-sahélien (fig. 4).

1 - Le climat Guinéen-forestier

Le climat Guinéen-forestier règne dans tout le Sud du pays. C'est celui de la forêt dense sempervirente. La pluviométrie moyenne annuelle est comprise entre 1400 mm et 1800 mm. L'évapotranspiration (ETP) moyenne annuelle est comprise entre 1400 et 1600 mm (fig. 5 ; RIOU, 1975 ; FRANQUIN et al., 1988). La température moyenne annuelle est de 25°C et l'humidité relative de l'air de 80 % (fig. 6). C'est le climat de la région de Mbaiki avec un indice de 9.2.1, des régions de Bangui et Bangassou (8.3.1), de Bambio et Rafai (8.2.2) (fig. 7).

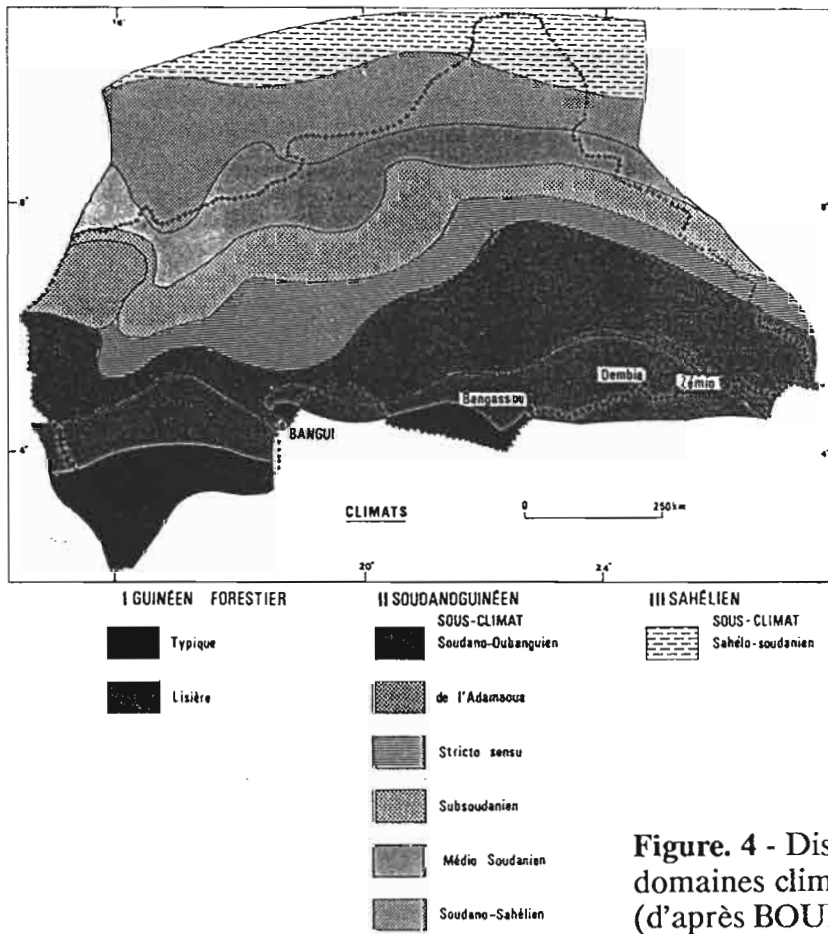


Figure. 4 - Distribution des principaux domaines climatiques en Centrafrique (d'après BOULVERT, 1986).

Le climat guinéen forestier correspond en partie au climat équatorial que l'on a dans la région de Nola-Bayanga au sud du 4^e parallèle, et pour la plus grande partie au climat intertropical entre le 4^e et le 9^e parallèle (CHABRA, 1962).

Les lisières forestières à savanes comme celles de la région de Dembia-Zémio sont caractérisées par un indice climatique de 7.3.2 (fig. 7), qui marque la transition entre le climat Guinéen-forestier et le climat Soudano-guinéen. Il est généralement dénommé sous-climat oubanguien (SILLANS, 1958). Sur la figure 8 sont représentés les caractéristiques climatiques des principales stations implantées sur le bassin versant du

Mbomou, et notamment celles de Dembia et Zémio. La saison sèche est légèrement plus courte à Zémio. en revanche, la saison des pluies est plus longue d'un mois. On voit donc que les variations climatiques (pluviométrie) peuvent être sensibles sur de courtes distances aux mêmes latitudes.

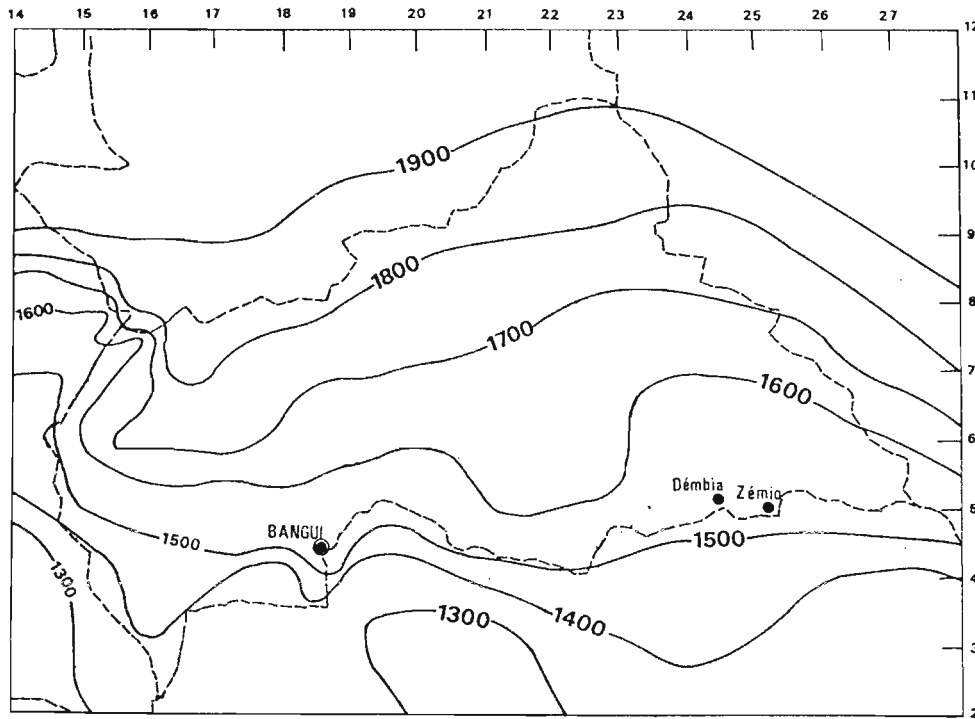


Figure. 5 - Distribution annuelle moyenne des courbes d'iso-évapotranspiration (ETP, en mm) en Centrafrique (d'après RIOU, 1972 et 1975; extrait de FRANQUIN et al., 1988)

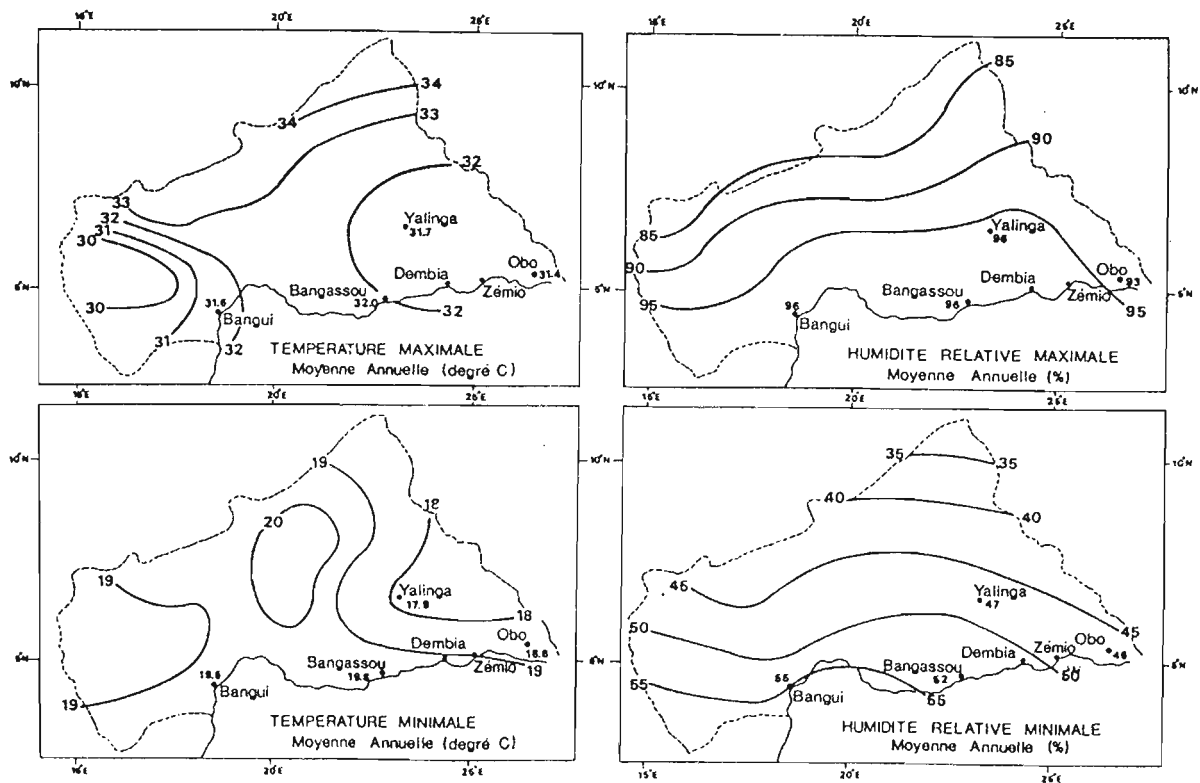


Figure. 6 - Distribution annuelle moyenne des courbes isothermes (en °Centigrade) et iso-hygrométriques (Humidité relative de l'air, HR) en Centrafrique (D'après CHABRA, 1962).

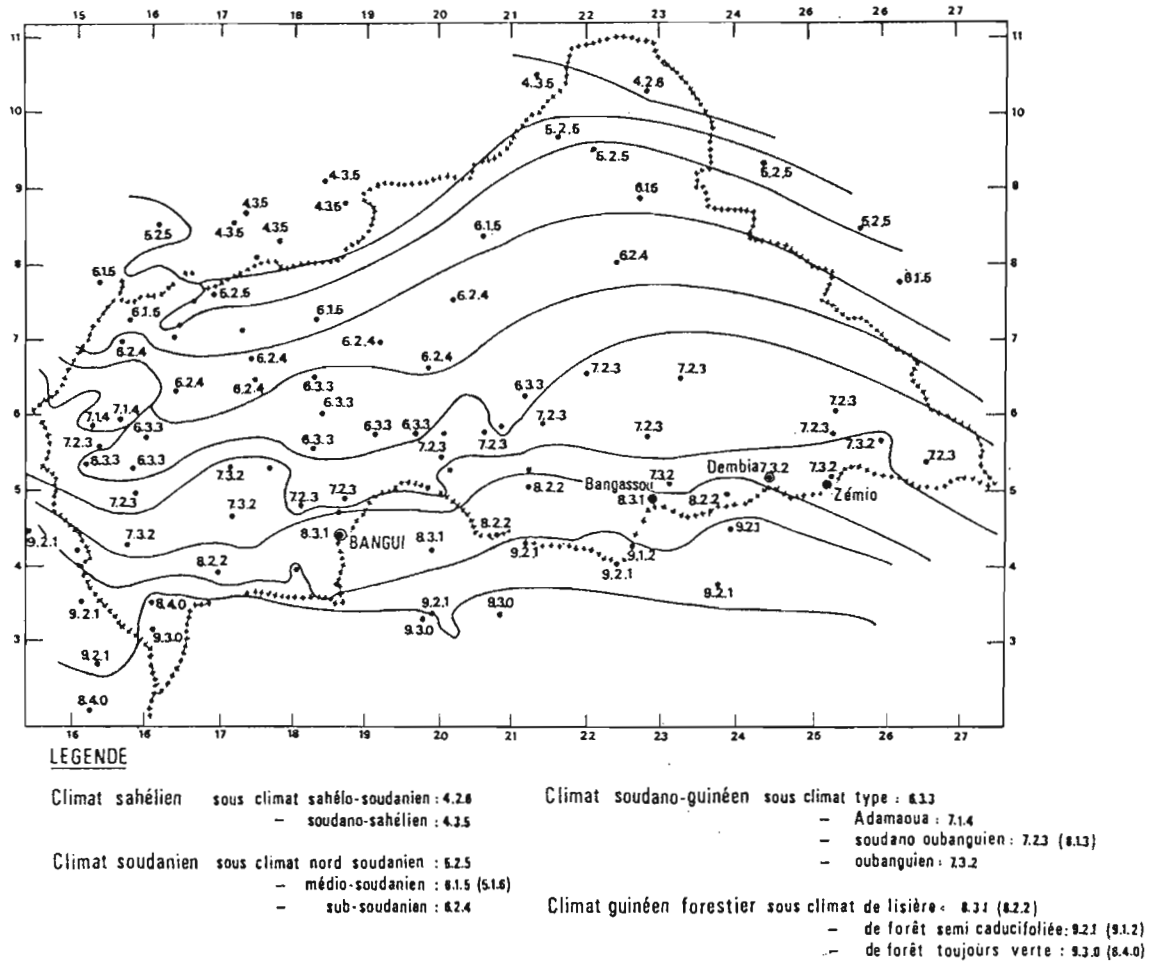


Figure. 7 - Distribution des grands domaines climatiques en Centrafrique selon l'indice i d'AUBREVILLE (1948) (établie par BOULVERT, 1985).

2 - Le climat Soudano-guinéen

Le climat Soudano-guinéen a deux saisons tranchées, avec une pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1000 mm et 1400 mm. Il correspond en grande partie au domaine intertropical de CHABRA (1962). L'ETP moyenne annuelle est comprise entre 1600 mm et 1800 mm (fig. 5). La température moyenne annuelle est de 25,5°C et l'humidité relative de l'air de 75 % (fig. 6). C'est le climat qui règne sur toute la Surface Centrafricaine au centre du territoire. Il est caractérisé par les indices 6.3.3, 6.2.4, 6.1.5 ou encore 5.2.5 à la transition avec le domaine Soudano-sahélien (fig. 7).

3 - Le climat Soudano-sahélien

Le climat Soudano-sahélien a une saison sèche plus longue que la saison humide. Il correspond au climat sub-sahélien de CHABRA (1962), et c'est le climat de la région de Birao à l'extrémité nord du pays. La pluviométrie moyenne annuelle est comprise entre 600 mm et 1000 mm. L'ETP moyenne annuelle est comprise entre 1800 mm et 1900 mm (fig. 5 ; RIOU, 1975 ; FRANQUIN et al., 1988). La température moyenne annuelle est de 26,5°C et l'humidité relative de l'air est d'environ 65 % (fig. 6). Les indices climatiques les plus couramment relevés sont 4.3.5 ou 4.2.6 (fig. 7).

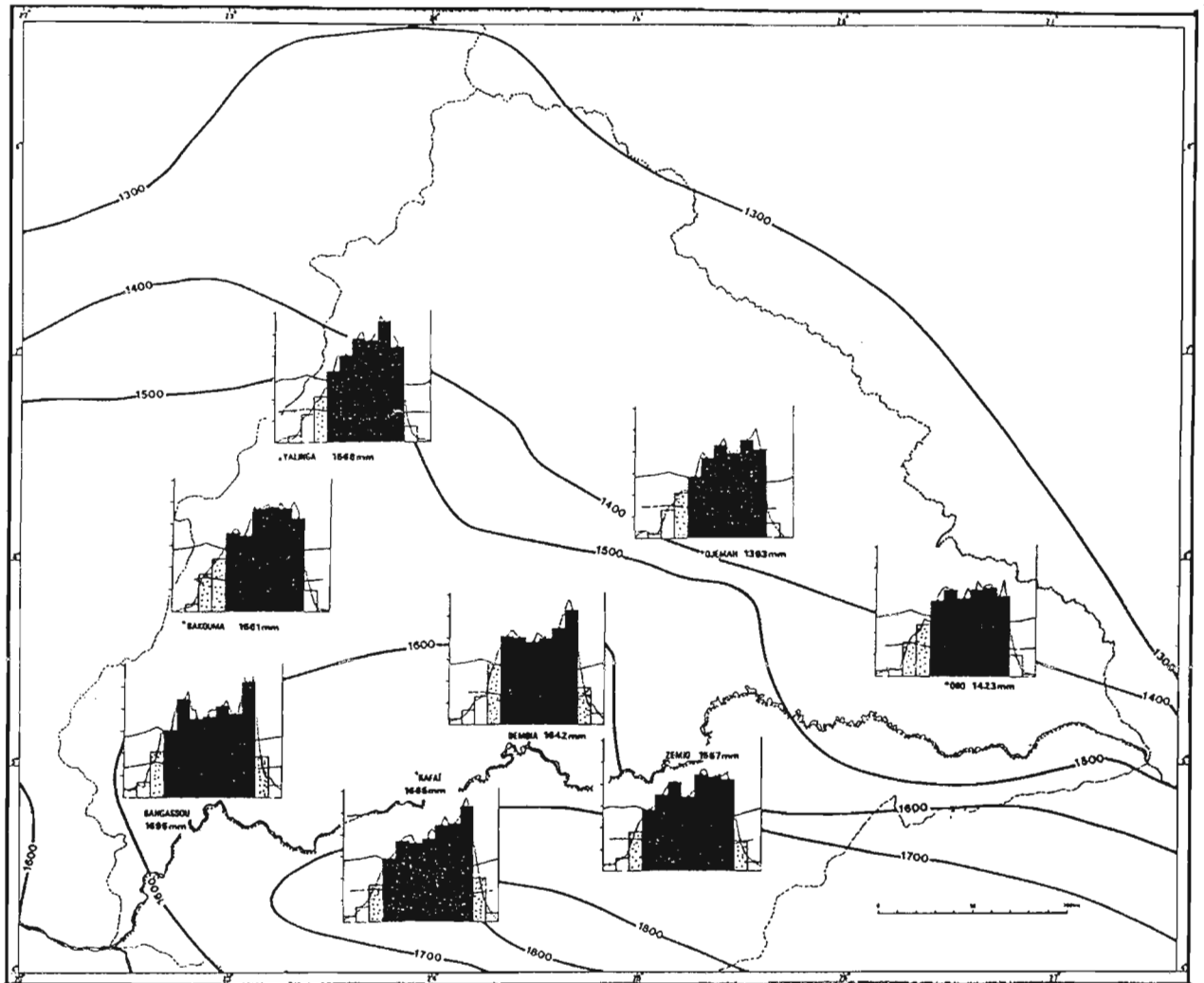


Figure. 8 - Pluviogrammes de Dembia, Zémio, et des principales stations du bassin versant du Mbomou (document original d'après les données extraites de FRANQUIN et al., 1988).

B - CONCLUSION

Située à la charnière entre deux grands domaines climatiques, guinéen forestier humide au Sud et soudano-guinéen contrasté des savanes plus au Nord, la région de Dembia-Zémio subit les influences de ces deux types de climats au cours de l'alternance des saisons humides et sèches. Alternativement, l'un peut l'emporter sur l'autre suivant les années plus humides ou plus sèches. Bien plus, l'un peut se faire plus sentir que l'autre selon la situation géomorphologique.

Il est clair qu'un même climat n'agit pas de la même façon en tous points du paysage et sur tous les types de roches mères. Il conditionne (1) les processus d'altération des roches, (2) les processus d'érosion en modelant les paysages. Au total, il concourt à la différenciation dans l'espace et le temps des formations superficielles.

Le climat contrôle également le développement de tel ou tel type de végétation, et détermine le régime des rivières.

II - LA GEOLOGIE

A - HISTORIQUE

Les études géologiques sur le territoire qui est devenu en 1958 la République Centrafricaine débutent par des recherches minières qui conduisent en 1912 à la découverte des premiers indices aurifères, et en 1914 à la découverte du premier diamant (L. BRUSTIER, 1933, 1934). Les campagnes de prospection géologique et minière (cartographie régulière de reconnaissance) menées par la Compagnie Equatoriale de Mines vont alors s'intensifier dans le Centre et l'Est de l'Oubangui-Chari, et conduire à la réalisation des premiers documents cartographiques (LOIR, 1918 ; DENAEYER et CARRIER, 1928 ; DEMAY, 1932). Par la suite, les contributions des géologues de l'A.E.F. seront nombreuses, et notamment celles de LOMBART (1933a et b, 1935a et b), POLINARD (1935), BORGNIEZ (1935a et b, 1936) et KORABLEFF (1940). Dans le même élan, BABET (1935) présente une première esquisse géologique de la partie ouest de l'Oubangui-Chari. Ce sont LEGOUX et HOURCQ qui réalisent en 1943 la première synthèse géologique de l'Afrique Equatoriale au 1 : 3.500.000. Sous l'impulsion de ce dernier, des moyens considérables pour l'époque vont être déployés, et les années 1950 seront fastes en matière de recherche géologique et minière. Ainsi, en 1952, une nouvelle carte d'ensemble au 1 : 2.000.000 de l'Afrique Equatoriale et du Cameroun est réalisée par NICKLES (1952). L'ORSTOM apporte sa contribution avec sa section de géophysique, dont les études fournissent des éléments importants sur la connaissance de la structure profonde du sous-sol centrafricain (CRENN, 1956, 1957 ; LOUIS, 1960, 1962 et 1964). En 1958, une nouvelle carte géologique d'ensemble de l'Afrique Equatoriale au 1 : 2.000.000 est présentée par G. GERARD. Aujourd'hui, la carte géologique de référence pour la République Centrafricaine est celle éditée par le BRGM en 1964, et J.L.MESTRAUD en était le coordinateur. La notice devant accompagner ce document ne sera publiée qu'en 1982. Une nouvelle synthèse géologique au 1 : 1.000.000 est actuellement en cours d'élaboration, sous la coordination d'Y. BOULVERT (ORSTOM), avec les contributions des géologues qui ont étudié différentes régions du Centrafrique au cours de la décennie 1980-1990, essentiellement dans le cadre de la Coopération Universitaire Franco-Centrafricaine (POIDEVIN, 1978, 1979, 1983, 1985 ; CORNACCHIA et GIORGI, 1986 ; CENSIER, 1989). Il convient néanmoins de noter que le manque de données géochronologiques suffisantes rend encore difficile les corrélations entre les interprétations stratigraphiques établies dans chaque régions.

B - LES FORMATIONS GEOLOGIQUES DU CENTRAFRIQUE

La carte des formations géologiques du Centrafrique (fig. 9) a été réalisée d'après les travaux de GERARD et MESTRAUD (1958 et 1961), MESTRAUD (1982), POIDEVIN (1978, 1979, 1983 et 1985), CORNACCHIA et GIORGI (1986) et CENSIER (1989).

Les formations géologiques du Centrafrique comprennent (fig. 9) :

- Les formations du socle qui sont soit cristallophylliennes soit ignées. On distingue celles qui sont d'âge archéen (POIDEVIN, 1978) et celles qui sont d'âge protérozoïque et qui appartiennent au "Complexe de Base" (MESTRAUD, 1982), équivalent du complexe granito-gneissique de CENSIER (1989).

- Les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires peu ou pas métamorphi-

sées maintenant datées du Protérozoïque inférieur à moyen (CENSIER, 1989) après avoir été placées au Protérozoïque supérieur (BESSOLES et TROMPETTE, 1980; POIDEVIN, 1979, 1983 et 1985; CORNACCHIA et GIORGI, 1986).

- Les formations de couverture composées de dépôts glaciaires primaires, glacio-lacustres secondaires, fluviatiles du tertiaire continental et quaternaires alluviaux.

1 - Le complexe de base dans la région de Dembia-Zémio

a - Les roches métamorphiques

Les roches cristallophylliennes constituent l'essentiel du substrat de la région de Dembia-Zémio (fig. 10).

Les amphibolo-pyroxénites et amphibolites

L'aire de prédilection des amphibolo-pyroxénites est centrée autour de la région de Bangassou au sein de ce que MESTRAUD (1982) a appelé "Complexe du Mbomou", lequel couvre une surface d'environ 30.000 Km, et représente l'équivalent centrafricain du Complexe amphibolitique et gneissique du Bomu au Zaïre (THIBAUT, 1984). Daté d'environ 3.000 Ma (LAVREAU et LEDENT, 1976), on peut envisager 3.400 Ma pour la formation des précurseurs gabbro-basaltiques des amphibolites gneissiques. On rattache généralement à ce complexe tout ce qui est amphibolites, amphibolo-pyroxénites, et plus rarement pyroxéno-amphibolites et pyroxénites. Les minéraux les plus fréquents de ces faciès sont les hornblendes verte et brune, accessoirement les pyroxènes (augite, pigeonite et diopside), un peu de quartz, des plagioclases plus ou moins saussuritisés, oscillant entre l'andésine acide et le labrador basique, et dans une moindre mesure, des minéraux accessoires, tels que grenats, épidotes et sphènes.

Les migmatites

À l'Est, à la frontière avec le Soudan, les migmatites sont bien développées. Elles sont d'une manière générale, constituées de grandes plages de quartz et microcline noyées au sein d'une mésostase d'éléments fins. Les migmatites gneissiques sont à microcline et plagioclases, l'élément caractéristique le plus fréquent étant la biotite, parfois associée à la muscovite et l'amphibole. Les embréchites sont à biotite seule, à biotite et grenats, à deux micas, à biotite et amphiboles.

Les gneiss

Les gneiss sont largement représentés dans la région de Yalinga (WOLFF, 1963), où ils apparaissent en intercalations subordonnées au sein du Complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou. Ce sont des gneiss à deux micas, ou à biotite seule, plagioclasiques à microcline, à faciès leptynitique. Dans l'extrême Est de la République Centrafricaine, ils sont intercalés entre des micaschistes et des migmatites (fig. 10 ; GERARD et MESTRAUD, 1958).

Les micaschistes

Les micaschistes s'étendent depuis le Mbari jusqu'aux sources du Mbomou, couvrant ainsi une partie du bassin du Chinko et de la Ouara (fig. 9), où ils sont inclus au

sein des gneiss et migmatites. Dans la région de Djéma, GERARD et MESTRAUD (1958a et 1961) ont observé et décrit des micaschistes à muscovite et séricite avec parfois de la chlorite et du grenat, ainsi que des micaschistes oligoclasiques à deux micas, disthène et grenat.

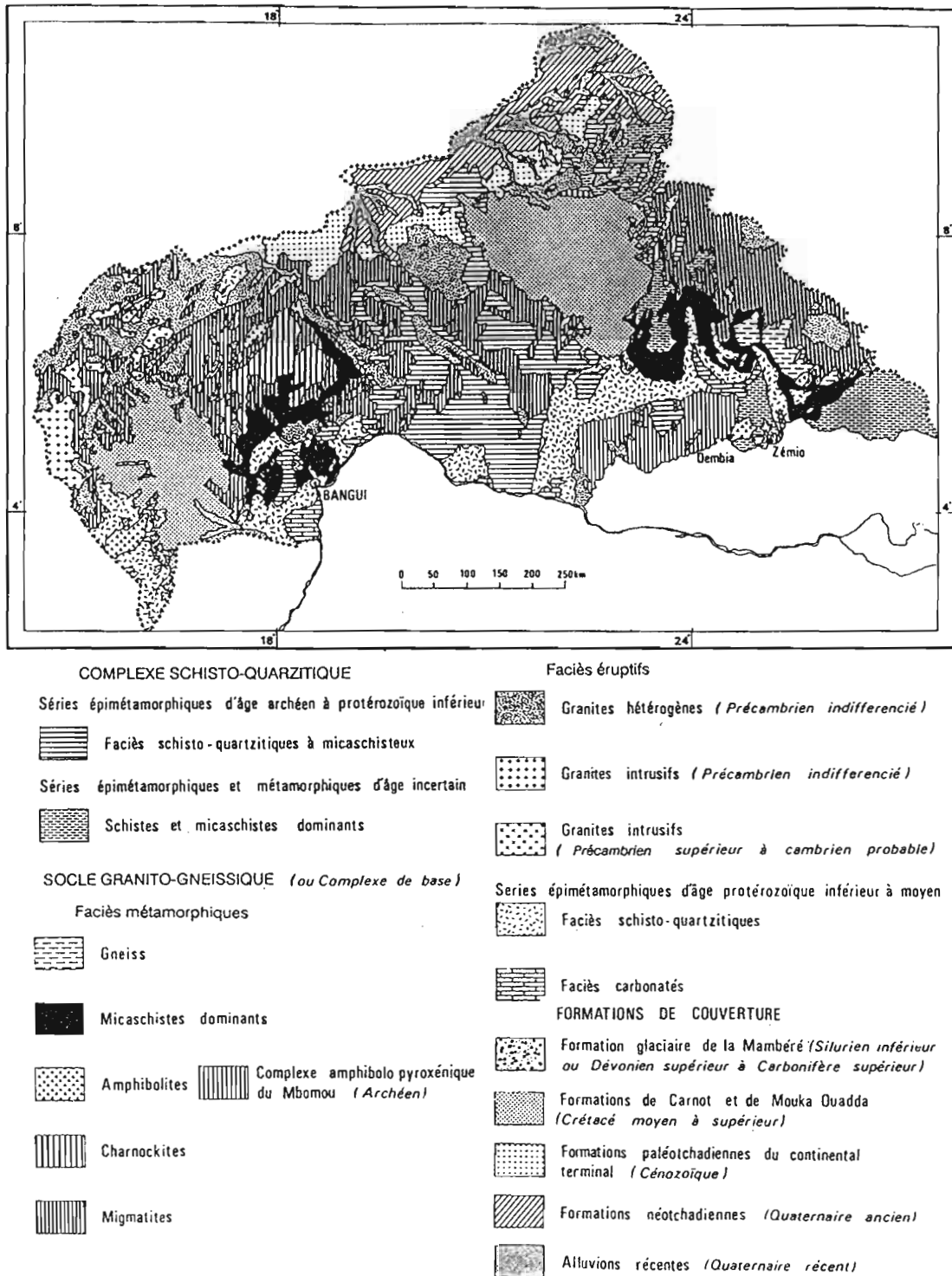


Figure. 9 - Distribution des formations géologiques en Centrafrique.

Les schistes épimétamorphiques

Dans la région de Zémio, un vaste ensemble épimétamorphique comprend essentiellement des séricitoschistes et chloritoschistes avec des quartzitoschistes et des quartzites à séricite subordonnés.

Les quartzites

On trouve des quartzites vitreux à gros éléments riches en quartz (en grandes plages), avec du microcline et de la muscovite dans une moindre mesure. Ils se présentent en niveaux lenticulaires intercalés dans l'ensemble épimétamorphique (fig. 10). Les quartzites à muscovite dominant, mais on a également des quartzites à oxydes de fer (hématite), et des quartzites feldspathiques à pyroxènes (diopside).

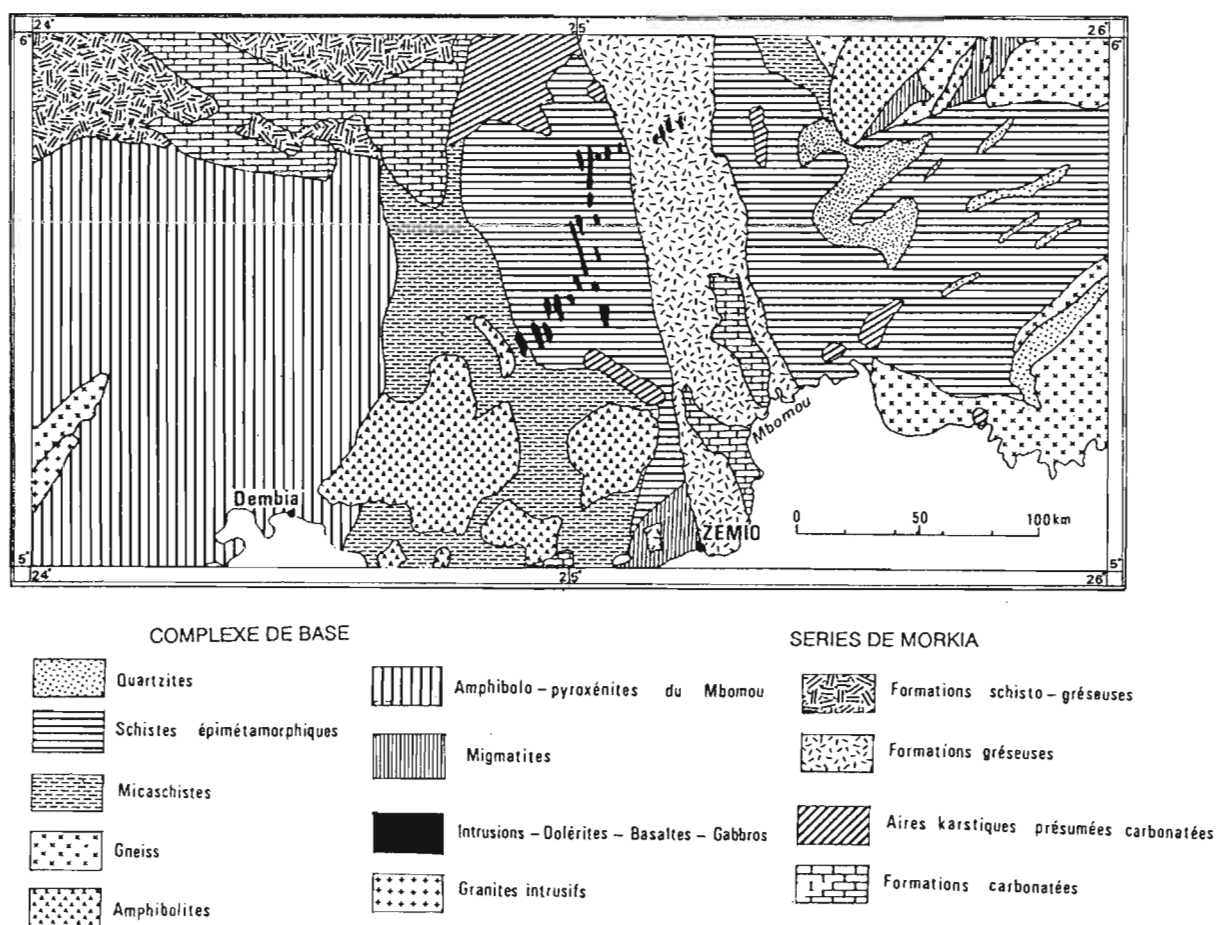


Figure. 10 - Distribution des formations géologiques dans la région de Dembia-Zémio au Sud-Est du Centrafrique (Extrait de la carte générale figure. 9).

b - Les roches éruptives

Les roches éruptives sont abondantes dans tout le Centrafrique, et représentés surtout par des granites, mais aussi par des roches basiques. Ces intrusions recoupent toutes les formations du socle.

Les granites

Dans l'Est du Mbomou, un massif de granite (de type syntectonique concordant) recoupe les amphibolo-pyroxénites. Depuis le coeur de ce granite jusqu'à l'encaissant, on passe d'une composition à quartz, microcline, oligoclase, biotite, à une composition où le microcline disparaît et où l'amphibole voisine avec la biotite.

Les granites post-tectoniques sont plus alcalins que les précédents. Ils comprennent du quartz, du microcline perthitique, de l'oligoclase et de la biotite. La hornblende verte est fréquente et les pyroxènes rares.

Par ailleurs, au sein du massif du Chinko-Vovodo, on trouve des granites fins à amphiboles, des granites porphyroïdes calco-alcalins à biotite et une diorite quartzitique à amphiboles, plagioclases abondants et épidote.

Les intrusions basiques

Les intrusions basiques sont appelées communément metabasites (MESTRAUD, 1964). Ce sont pour la plupart, des dolérites et des gabbros. Les diorites sont moins fréquentes. L'évolution de ces roches s'accompagne généralement de la saussuritisation des plagioclases et de l'ouralitisation des pyroxènes, avec apparition de chlorite. Les dolérites se présentent fréquemment en dykes ou en sills.

Dans la région de Zémio, un important massif de roches basiques gabbroïques et doléritiques (fig. 10) a été cartographié dans la vallée de la Ouara (GERARD et MESTRAUD, 1958). L'aspect de ces roches est schisteux. Elles présentent une composition minéralogique à amphiboles (actinote), baignant dans un fond riche en épidotes, zoïsites, quartz, plagioclases non maclés, phengites, leucoxène et ilménite. De la biotite de néoformation accompagne parfois la chlorite.

2- Les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires peu ou pas métamorphisées

Les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires peu ou pas métamorphisées sont habituellement datées du Précambrien supérieur (BESSOLES et TROMPETTE, 1980 ; MESTRAUD, 1982 ; POIDEVIN, 1979 et 1985 ; CORNACCHIA et GIORGI, 1986). Elles correspondent à des séries de couverture discordantes sur le Complexe de Base, qui ont été plissées, et souvent visitées par des intrusions basiques. Elles couvrent une superficie de l'ordre de 55.000 Km en République Centrafricaine (WOLFF, 1962 ; MESTRAUD, 1982). Leur distribution stratigraphique au sein du Précambrien est encore largement discutée. Les travaux de CORNACCHIA et GIORGI (1986) et CENSIER (1989) sont les plus récents sur le sujet.

Les auteurs s'accordent à reconnaître cinq grandes formations qui se rapportent à de grandes séries décrites localement (CORNACCHIA et GIORGI, 1986) :

- Le Complexe Volcano-sédimentaire de la Yaji ou "Greenstones".

- Les métasédiments de la série de la Yangana (WACRENIER, 1960; CORNACCHIA et GIORGI, 1986).

- Les quartzites à sérécite et chlorite de la série de Bangui avec interstratification de schistes à sérécite et chlorite. Cette série correspond à la série de Morkia dans l'Est centrafricain autour de la zone étudiée (BESSOLES et TROMPETTE, 1980).

- Une série carbonatée ou série de Fatima, qui a son équivalent dans l'Est.
- Les formations sédimentaires regroupées dans la série de Bimbo.

a - Les formations gréseuses de la série de Morkia

Ces formations sont corrélées aux formations Lindiennes du Zaïre.

b - Les formations carbonatées de la région de Dembia-Zémio

Les formations carbonatées sont bien représentées à l'Est de Zémio et au Nord-Nord-Ouest de Djéma (BOULVERT et SALOMON, 1988). En République Centrafricaine, elles couvrent une superficie d'environ 17.500 Km, et sont toujours masquées par un puissant manteau d'altération.

3 - Les formations superficielles de couverture

Les formations superficielles de couverture ne sont pas représentées dans notre zone d'étude. Elles comprennent :

- Les formations glaciaires primaires, représentées par la formation de la Mambéré (CENSIER, 1989).
- Les formations fluviatiles datées du Crétacé, représentées par la Formation de Carnot (CENSIER, 1989), et les grès de Mouka-Ouadda (BESSELES et DELAFOSSE, 1958 ; DELANY, 1959). Ce sont les roches magasins du diamant exploité dans les alluvions quaternaires. Elles proviennent du démantèlement et du remaniement de la formation de la Mambéré et du socle schisto-quartzitique.
- Les formations du Tertiaire Continental.
- Les formations du Quaternaire (dépôts alluviaux récents et éoliens), étudiés par BERTHOUMIEUX et DELANY, (1956 et 1957) et WOLFF (1962).

C - EN CONCLUSION

En l'absence d'une chronologie absolue fiable, les formations géologiques de Centrafrique ne sont pas encore bien calées dans le temps.

Cependant certaines régions sont mieux connues que d'autres. C'est le cas de celles qui sont proches de Bangui.

La région de Dembia-Zémio est aussi parmi les plus mal connues du territoire centrafricain et peut-être du continent africain. Outre son éloignement de la capitale, la raison principale est que la plupart des formations géologiques de cette région sont masquées par un manteau d'altération cuirassé très épais. Entre Dembia-Zémio, les faciès les plus communément cartographiés (MESTRAUD, 1982) se rapportent à des amphibolo-pyroxénites, des micaschistes, des amphibolites, des schistes épimétamorphiques, des migmatites et des formations gréseuses rattachées à la série de Morkia (fig. 10).

Dans l'ensemble, le substratum géologique de la région de Dembia-Zémio est de nature basique.

III - LES SOLS

Depuis une trentaine d'années, les connaissances acquises sur les sols centrafricains, sont dues aux travaux des pédologues de l'ORSTOM (BENOIT-JANIN, 1960 et 1962 ; QUANTIN, 1961 et 1965 ; BOULVERT, 1966, 1968, 1969, 1970, 1971a, 1971b, 1972 et 1983; CHATELIN, 1969; BEAUDOU, 1971 ; CHATELIN et al., 1972; JAMET, 1978 ; NGOUANZE, 1978 ; LUCAS, 1979 ; BEAUDOU et CHEVAL, 1980).

En Centrafrique on distingue:

(1) **Des sols minéraux bruts et peu évolués.** Ce sont pour la plupart des sols d'érosion sur roche (lithosols) ou cuirasse.

(2) **Des vertisols.** BOULVERT (1983) identifie et cartographie des vertisols lithomorphes sur roches basiques dans la vallée de la Pendé au sud-est de Bocaranga, et surtout cartographiés à l'Est-Nord-Est, tout près de la frontière avec le Tchad. Il reconnaît également des vertisols topomorphes dans les plaines marécageuses du Parc St. Floris au Nord.

(3) **Des sols à sesquioxydes de fer :**

Ce sont les sols ferrugineux tropicaux lessivés qui peuvent être :

- * sans taches ni concrétions;
- * à taches ou concrétions;
- * hydromorphes à pseudogley;
- * indurés à carapace ou cuirasse.

(4) **Des sols ferrallitiques moyennement à fortement désaturés,** les plus répandus sont (fig. 11) :

- intergrades ferrallitiques à évolution ferrugineuse ; les uns sont remaniés, les autres appauvris;
- ferrallitiques sensu-stricto ; on distingue les sols typiques, remaniés, appauvris et cuirassés.

(5) **Des sols hydromorphes** qui peuvent être :

- à hydromorphie temporaire;
- à hydromorphie permanente;
- indurés à carapace ou cuirasse.

A - LES SOLS DE LA REGION DE DEMBIA-ZEMIO

Dans la région de Dembia-Zémio, BOULVERT (1983) a cartographié :

(1) **Des sols minéraux bruts ou sols peu évolués d'érosion :**

- sur cuirasse ancienne des hauts-plateaux;
- sur cuirasse ou carapace des bas-plateaux;
- sur cuirasse de pente ou de versant.

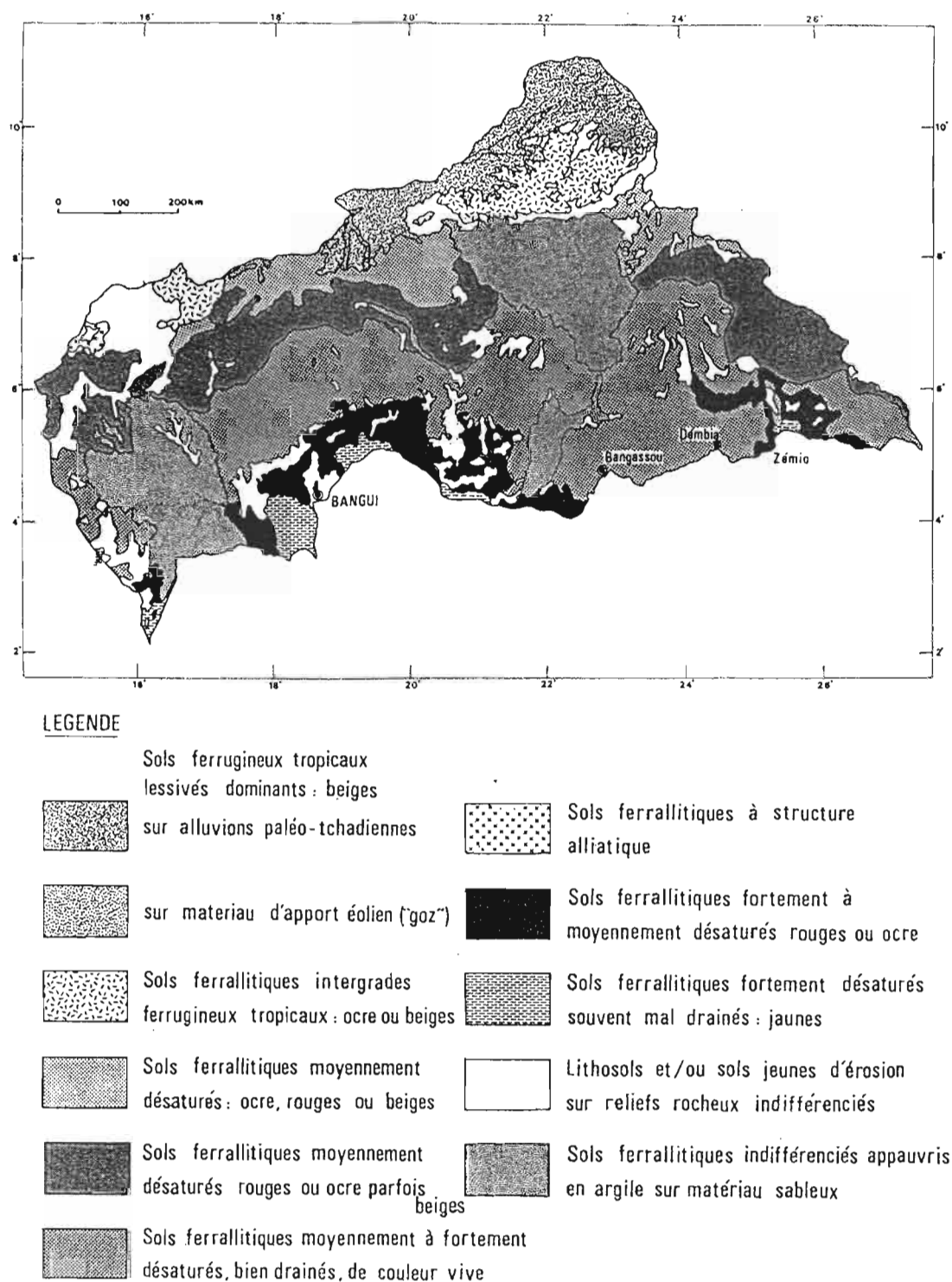


Figure. 11 - Distribution des principales formations pédologiques en Centrafrique (d'après BOULVERT, 1983).

(2) Des sols ferrallitiques moyennement à fortement désaturés :

- rouges et remaniés des entailles de talwegs;
- rouges et indurés à blocs de cuirasse démantelée;
- ocre indurés à carapace vacuolaire tachetée;
- ocre et appauvris ou remaniés dans les vallées des grandes rivières.

1 - Les sols minéraux bruts ou peu évolués

Les sols minéraux bruts ou peu évolués comprennent les sols d'érosion sur roches (fig. 11) ou sur cuirasses latéritiques.

Ils sont bien représentés en République Centrafricaine, en raison de l'importance des cuirasses, et particulièrement dans la région de Dembia-Zémio.

Ce sont des sols minces, qui présentent un horizon A peu épais, pauvre en matière organique, reposant directement sur le matériau originel, que constitue la cuirasse latéritique.

Dans la région de Dembia-Zémio, ces sols apparaissent sur les plateaux et les versants : ce sont les sols des "lakérés" ou "bowé" (BOULVERT, 1971b), qui s'individualisent au coeur des savanes arborées comme des aires dénudées sur cuirasse subaffleurante ou affleurante (SILLANS, 1958). La densité des termitières champignons y est souvent remarquable. L'horizon A est généralement interprété comme un matériel remonté par les termites depuis l'horizon d'argile tachetée des profils d'altération cuirassés (ESCHENBRENER, 1987). cet horizon renferme généralement de nombreux nodules ferrugineux d'un ou plusieurs centimètres qui proviennent de la fonte géochimique de la cuirasse (BEAUVAIS et al., 1990 ; BEAUVAIS et TARDY, 1991 ;).

2 - Les sols ferrallitiques

Les sols ferrallitiques sont les sols les plus répandus en République Centrafricaine (fig. 11), puisqu'ils couvrent environ 70 % du territoire. On sait qu'ils sont caractéristiques des zones géographiques à climat tropical humide (AUBERT et SEGALIN, 1966) qui est le climat dominant sur le territoire centrafricain. Rappelons que sous ces conditions l'altération des minéraux primaires est intense, la silice et les bases étant en grande partie éliminées des profils d'altération, la kaolinite dominante est associée à la goethite, l'hématite et la gibbsite.

On distingue d'ordinaire trois types de sols ferrallitiques d'après leur taux de saturation (fort, moyen ou faible), qui se succèdent depuis les zones méridionales les plus humides de forêts, jusqu'aux zones septentrionales plus sèches des savanes (AUBERT, 1965). D'une manière générale, les sols ferrallitiques centrafricains sont moyennement à fortement désaturés.

Dans la région de Dembia-Zémio, BOULVERT (1983) a identifié et cartographié quatre types de sols ferrallitiques moyennement à fortement désaturés:

- Des sols ferrallitiques rouges remaniés dans les entailles de talwegs, ou au pied des escarpements cuirassés bien drainés. Ces sols présentent un horizon graveleux à blocs et nodules de cuirasse démantelée à moins de 150 cm de profondeur.

- Des sols ferrallitiques rouges indurés dans les domaines de forêt semi-humide en bordure ou au coeur des plateaux cuirassés. Ces sols présentent un horizon de démantèlement de la cuirasse, et un horizon nodulaire meuble épais de 7 à 9 mètres. Les nodules sont de taille centimétrique, de couleur rouge-violacé à brune et présentent les mêmes caractères pétrographiques que la cuirasse. La matrice est rouge à structure polyédrique fine (agrégats de 3-4 mm) bien aérée.

- Des sols ferrallitiques ocre, indurés à carapace vermiciforme des bas-plateaux cuirassés. Ce sont des sols essentiellement constitués de kaolinite et goethite, qui peu-

vent présenter un horizon B ferrugineux à hydromorphie ou pseudogley en profondeur.

- Des sols ferrallitiques ocre, appauvris ou remaniés dans les vallées de la Ouara et du Mbomou. Les sols ferrallitiques appauvris ont un horizon A moins argileux et plus sableux (appumite psammitique de CHATELIN et MARTIN, 1972) que les sols ferrallitiques typiques. De plus, ils sont généralement décolorés en surface.

Par ailleurs, BOULVERT (1983) a distingué pour chaque type trois faciès en fonction de la couleur de l'horizon B : rouge (2,5 YR ou 10R), ocre (5YR), jaune ou beige (7,5 YR ou 10YR), suivant la nature du matériau originel (roche basique ou acide) ou la position toposéquentielle du sol. Bien souvent, on passe de sols ferrallitiques rouges à l'amont des séquences à des sols ocre puis jaune-beige à l'aval ou dans les fonds de vallées.

B- CONCLUSION SUR LES SOLS

Les principaux sols de la République Centrafricaine sont par ordre d'importance : les sols ferrallitiques ; les sols peu évolués d'érosion sur cuirasse latéritique bien développés dans la partie méridionale du pays et sur la Surface Centrafricaine au centre ; les sols intergrades ferrallitiques à évolution ferrugineuse ; les sols ferrugineux tropicaux qui sont uniquement développés dans la partie septentrionale du territoire.

La différenciation de ces sols dépend de la nature de la roche mère et du contexte morphoclimatique qui déterminent les conditions de leur formation, et donc leur pédogénèse.

Lorsque l'on va vers le Nord, les sols ferrallitiques évoluent vers des faciès ferrallitiques à ferrugineux tropicaux, chacun d'eux apparaissant comme un témoin paléomorphoclimatique lorsqu'il est isolé sous la forme de relique dans le domaine de prédilection de l'autre.

Les sols d'érosion sur cuirasses latéritiques anciennes sont largement développés, particulièrement dans la région de Dembia-Zémio, où les cuirasses sont largement distribuées dans tout le paysage.

Dans cette région, les sols ferrallitiques présentent toujours un horizon nodulaire épais et parfois un horizon superficiel de démantèlement de la cuirasse. Ces sols se développent sous couvert forestier autour et au cœur des plateaux cuirassés, et aussi dans les vallées.

IV - LA MORPHOLOGIE GENERALE

A- LES GRANDS TRAITS MORPHOLOGIQUES DU CENTRAFRIQUE

La République Centrafricaine avec une superficie de 618.400 km², apparaît globalement comme une vaste pénéplaine modelée par les phénomènes d'érosion mécanique et d'altération météorique qui se sont succédés au cours des temps phanérozoïques, sous l'influence des fluctuations tectoniques et climatiques.

Dans son ensemble, le territoire centrafricain constitue un seuil séparant trois grands bassins : le bassin congolais au sud, le bassin tchadien au nord et le bassin nilotique à l'Est-Nord-Est.

Les grands traits de la morphologie centrafricaine sont marqués par (fig. 12) :

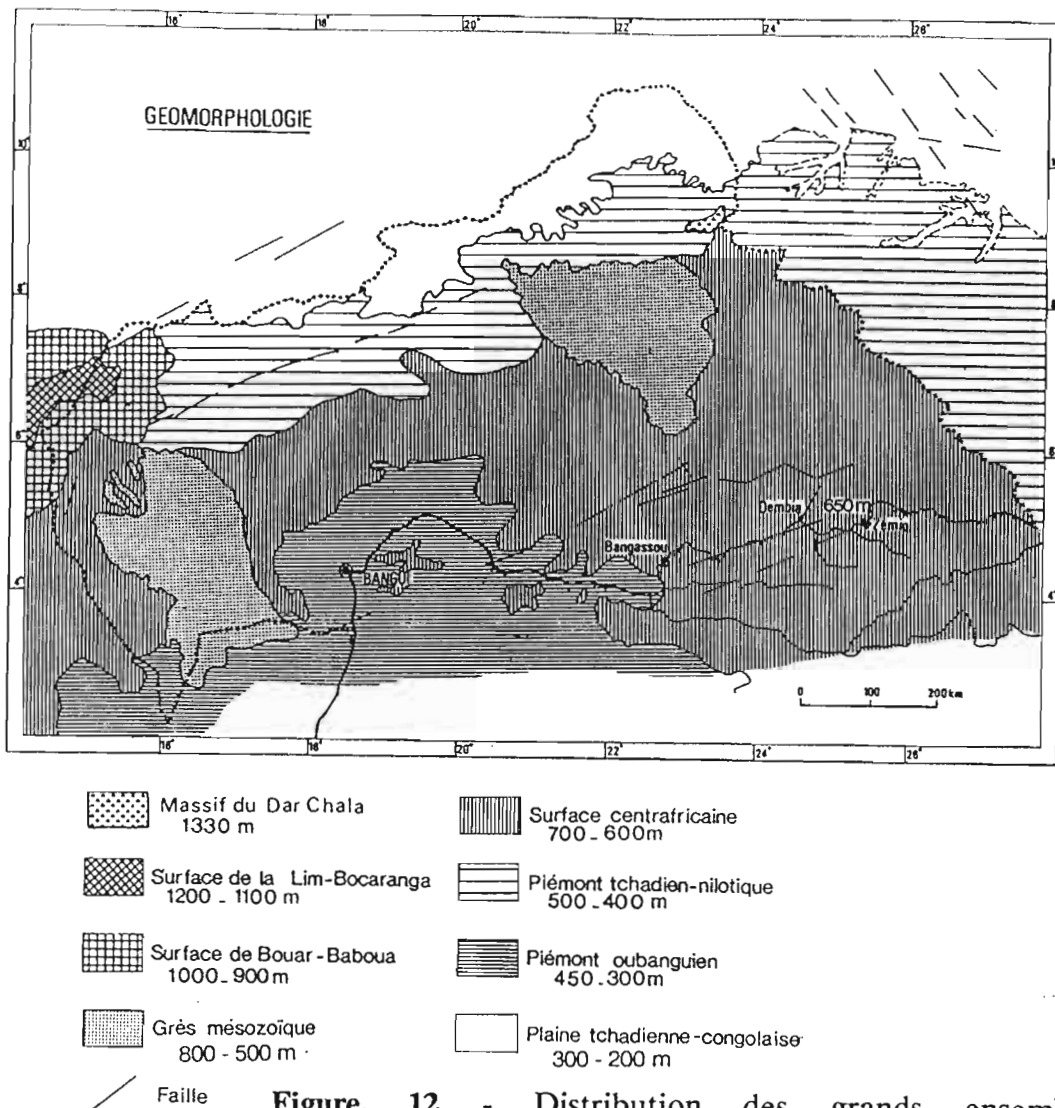


Figure. 12 - Distribution des grands ensembles morphologiques en Centrafrique (d'après BOULVERT, 1990).

(1) Les hauts-plateaux et reliefs d'altitude supérieure à 900 m :

- Au Nord-Ouest, près de la frontière avec le Cameroun, les plateaux de Bouar-Bocaranga sont dominés par le Mont Ngaoui qui, avec 1420 m d'altitude, est le point le plus élevé du territoire.

Cet ensemble comprend :

* des plateaux d'altitude 1200-1100 m, qui constituent la surface de la Lim-Bocaranga équivalent de la surface camerounaise du Minim-Martap culminant à 1200 m (fig. 12);

* des plateaux d'altitude 1000-900 m, qui forme la surface de Bouar-Baboua, prolongement du plateau camerounais de l'Adamamoua ou de la surface de Meiganga qui culmine à environ 1000 m (SEGALEN, 1967) (fig. 12).

- Au Nord-Est, près de la frontière avec le Soudan, le massif du Dar Chala qui présente quelques reliefs supérieurs à 1300 m (fig. 12 ; BOULVERT, 1982). C'est au

coeur de ce massif que se trouve le point triple à 1010 m d'altitude (BOULVERT, 1987), séparant les trois grands bassins d'Afrique Centrale : congolais, tchadien et nilotique.

(2) Les plateaux :

Les plateaux représentent environ 60 % de la surface du territoire centrafricain. Ils sont isolés des reliefs par des escarpements qui culminent entre 800 et 900 d'altitude. Ces plateaux s'étagent entre 500 et 800 m (fig. 12).

Les plateaux de la Surface Centrafricaine sont les mieux représentés et ils s'étagent entre 600 et 700 m. La surface Centrafricaine s'appuie sur les reliefs du Nord-Ouest et du Nord-Est. Elle domine la surface de l'Oubangui au sud et le piémont tchadien au nord-est d'environ 200 m. Elle résulte d'un mouvement épeirogénique daté du Crétacé survenu lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Cet événement provoqua l'affaissement des cuvettes congolaise et tchadienne, selon deux grands axes de fracturation parallèles (N70°E) qui limitent cette surface (BOULVERT, 1982).

Par ailleurs, la surface Centrafricaine est oblitérée par deux placages de Grès Mésozoïques qui culminent entre 500 et 800 m (fig. 12).

(3) Les plaines :

Les plaines sont représentées par les piémonts Oubanguien et Tchadien. Elles s'étalent à des altitudes comprises entre 300 et 450 m, et représentent environ 30 % de la surface du territoire (fig. 12). BOULVERT (1990) distingue les plaines sur alluvions des pédiments sur socle.

B- MORPHOLOGIE DE LA REGION DE DEMBIA-ZEMIO

La région de Dembia-Zémio dans le Haut-Mbomou est entièrement dans la zone de la Surface Centrafricaine (fig. 12). C'est la région la plus cuirassée, et la plus enclavée d'Afrique, puisqu'elle se trouve à plus de 1750 km des côtes. Elle est caractérisée par une multitude de plateaux cuirassés (fig. 13) dont l'enveloppe constitue une surface d'altitude moyenne 650 m, légèrement inclinée vers la rivière Mbomou au sud. Elle s'inscrit dans un ensemble plus vaste, le Plateau du Mbomou qui repose sur le Complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou, limité au Nord par un ligne joignant Bakouma à Derbissaka, à l'Est par l'axe Morkia-Zémio, à l'Ouest par l'axe Bakouma-Ouango (fig. 13), et se prolonge géologiquement et morphologiquement au Zaïre, au sud de la rivière Mbomou.

L'altitude et l'induration de ces plateaux cuirassés vont croissant de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est (fig. 13). Par conséquent dans une zone de forme trapézoïdale délimitée entre Rafaï, Derbissaka, Morkia et Zémio, ils s'étagent en moyenne entre 550 et 770 m. Les plus indurés sont situés entre Dembia et Zémio (fig. 13).

Le paysage cuirassé de la région de Dembia-Zémio se décompose en deux grandes unités de modelé (fig. 14 et 15):

- La première correspond aux plateaux cuirassés supérieurs (1A) les plus élevés (650 m en moyenne) et leurs versants cuirassés (B) et entaillés par des talwegs profonds et étroits (4) (fig. 15). Elle domine entre Dembia et Zémio dans la partie gauche du bassin versant de la Ouara (fig. 13).

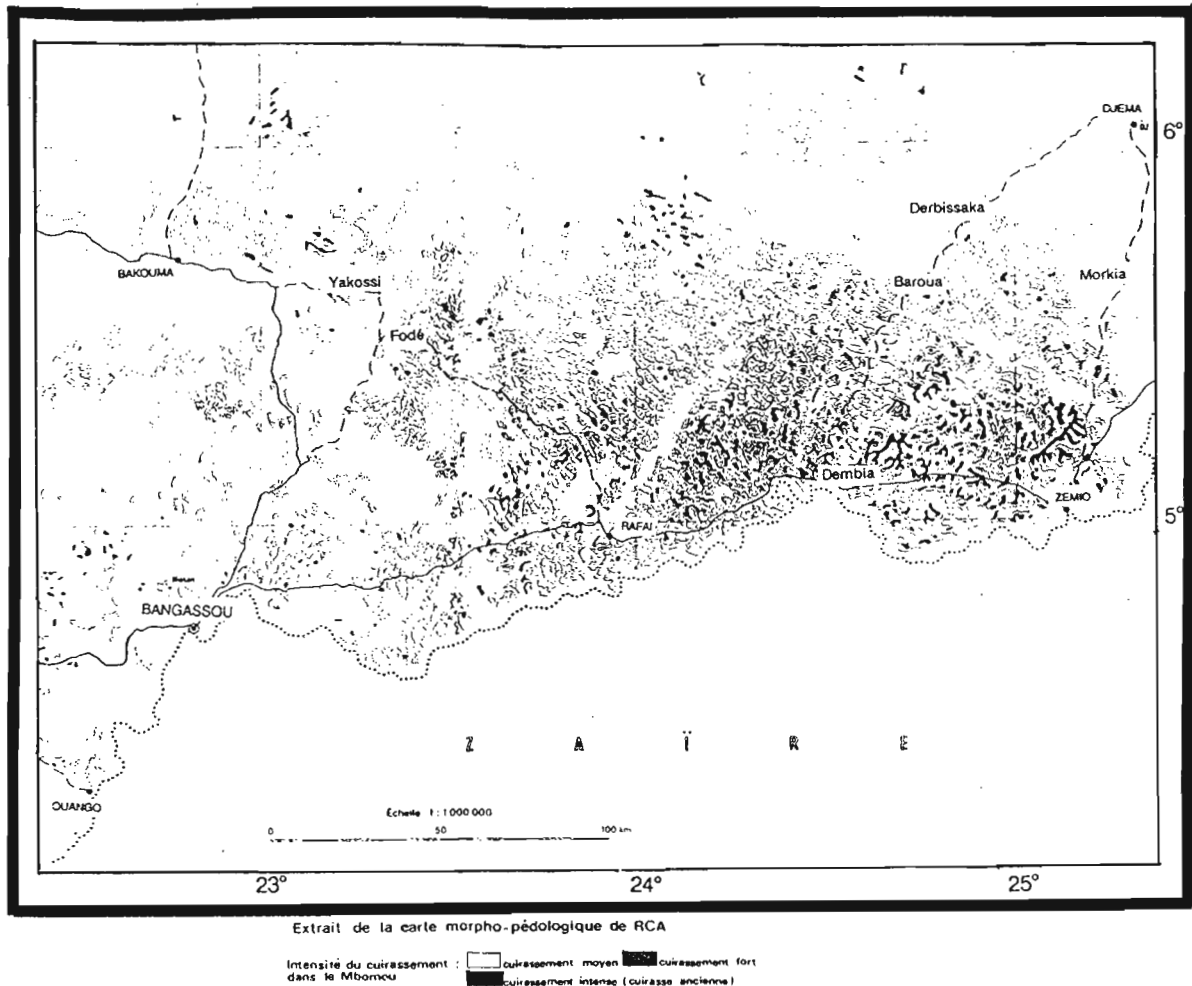


Figure. 13 - Distribution des buttes cuirassées (en noir) et intensité du cuirassement fer-rugineux dans le Mbomou et le Haut-Mbomou en Centrafrique. On remarque le gradient d'intensité orienté NW-SE, et l'optimum au Sud-Est dans la région de Dembia-Zémio (d'après BOULVERT, 1983).

- La seconde correspond aux plateaux cuirassés inférieurs (1C et 3C) les moins élevés (600 m en moyenne), qui dominent entre Bangassou et Dembia, entre le Mbari et la Ouara (fig. 13).

Les plateaux supérieurs culminent entre 650 et 730 m du Sud-Ouest au Nord-Est, tandis que les plateaux inférieurs s'étagent entre 550 et 610 m d'Ouest en Est. Les plateaux supérieurs et inférieurs ne se rejoignent jamais, puisqu'ils sont toujours séparés par une entaille (fig. 15).

1 - La première unité de modelé

Les plateaux supérieurs cuirassés sont plats ou légèrement convexes et peuvent présenter en leur centre des petites dépressions circulaires, là où se rassemblent les eaux à la saison pluvieuse, formant ainsi des mares temporaires. Ces plateaux sont généralement dénudés, mais peuvent aussi présenter des enclaves de forêt semi-humide aux abords des zones à drainage interne.

Les versants cuirassés en contre-bas des plateaux supérieurs sont plats ou concaves, inclinés en moyenne de 10° dans leur tiers amont boisé d'une forêt semi-humide, et de 5° dans leur partie aval dénudée.

Les entailles des talwegs sont profondes et étroites, et généralement boisées d'une forêt vallicole humide. Les "marigots" coulent entre 550 et 570 m, et sont dominés d'une cinquantaine de mètres par les bords très escarpés de l'entaille. Par conséquent, les pentes y sont raides, comprises entre 25° et 30° .

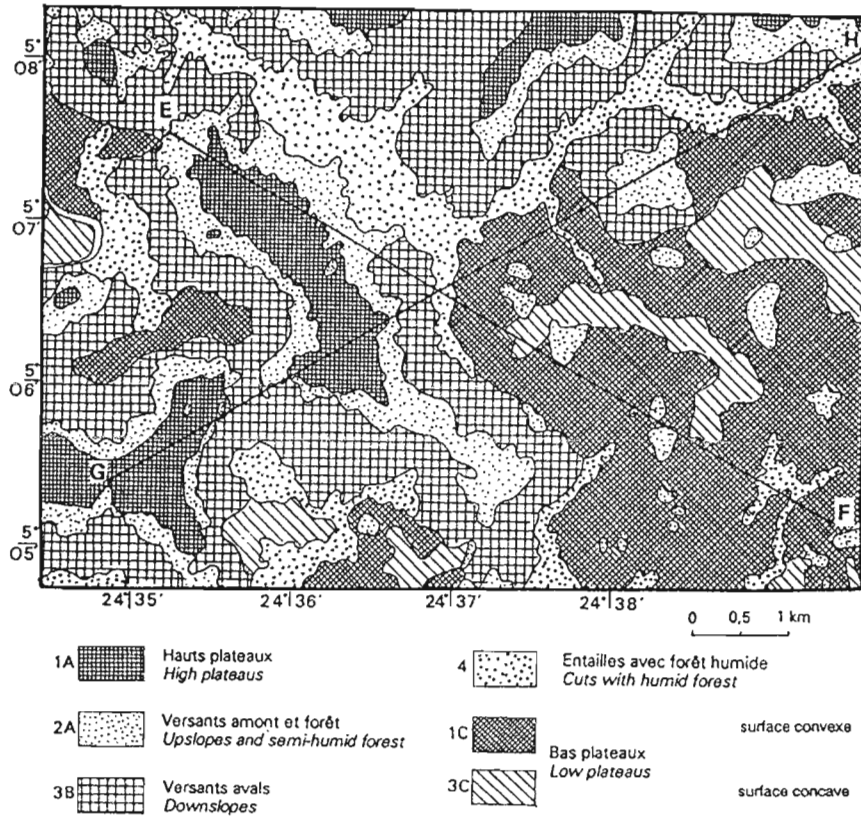


Figure. 14 - Distribution des grands ensembles morphologiques cuirassés dans la région de Dembia-Zémio (d'après BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988).

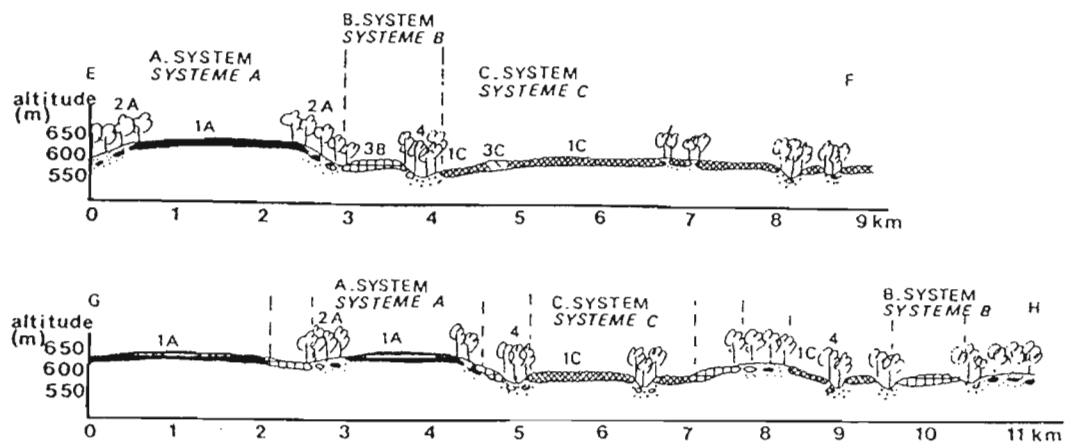


Figure. 15 - Enchaînement des différentes unités morphologiques dans la région de Dembia-Zémio en Centrafrique (coupes de la Figure. 13).

2 - La seconde unité de modelé

Les plateaux cuirassés inférieurs forment une surface légèrement ondulée, alternant parties convexes et parties concaves. Les zones déprimées correspondent généralement à des zones de moindre drainage où les eaux se rassemblent pour former des mares temporaires comparables à celles existant sur les plateaux supérieurs. Ils sont eux aussi dénudés ou clairsemés d'enclaves forestières semi-humides aux abords des zones inondables.

Partout où la végétation ligneuse se développe, la cuirasse se dégrade et se démantèle. Par conséquent, elle se transforme progressivement et cède le pas à des sols ferrallitiques rouges ou ocre, possédant un horizon graveleux dans les 2 ou 3 premiers mètres, et un horizon nodulaire épais et profond de 7 à 9 mètres sous l'horizon de cuirasse démantelée.

C - EN CONCLUSIONS

Les plateaux d'altitude moyenne comprise entre 500 et 800 m dominent sur le territoire centrafricain. Exception faite des plateaux gréseux mésozoïques, ils sont en grande partie cuirassés et recourent une grande variété de roches mères.

La région de Dembia-Zémio apparaît comme un prolongement vers le Sud-Est de la Surface Centrafricaine. Cependant, elle s'en différencie par l'abondance des hauts-plateaux appartenant à la première unité de modelé. On ne retrouve ce type de paysage que dans la région de Kouki au Nord du pays.

Les hauts plateaux, les versants et les bas-plateaux semblent dériver d'une même surface initiale ondulée, et par la suite entaillée et érodée. Les différences morphologiques entre les haut-plateaux et les bas-plateaux sont soit le reflet d'une différenciation des roches mères du substratum, soit dans le cas où les roches sont identiques, le résultat d'une différenciation morphopédologique à partir d'un paysage initial déjà différencié sous l'effet des fluctuations climatiques et tectoniques. De ce point de vue, les versants semblent avoir été modelés par une succession de phases d'érosion d'ampleur inégale en relation avec les fluctuations climatiques et tectoniques passées.

Le réseau hydrographique qui incise le paysage cuirassé est constitué d'une multitude de petits cours d'eau profondément encaissés dans le manteau d'altération cuirassé qu'ils recourent. En bordure des thalwegs l'épaisseur des cuirasses est de l'ordre du mètre (5 à 10 mètres), ce qui augure de leur ancienneté.

Par conséquent, le réseau hydrographique de la région de Dembia-Zémio est relativement jeune et il incise un vieux paysage cuirassé.

V- L'HYDROGRAPHIE

Le réseau hydrographique centrafricain appartient en grande partie au domaine tropical humide. Il alimente deux grands bassins, le bassin congolais au Sud et le bassin tchadien au Nord, lequel a déjà fait l'objet d'une étude hydrogéologique (GAC, 1980). Par conséquent, il ne sera question ici que du bassin de l'Oubangui, et plus particulièrement de la partie amont drainée par le Mbomou et ses affluents de droite. On prend ici en compte le cours du Mbomou compris entre la frontière Centrafrique-Soudan-Zaïre où le fleuve prend sa source, et son confluent avec l'Uele venant du Zaïre, avec lequel il forme l'Oubangui.

A- LE MBOMOU ET SES AFFLUENTS

Le Mbomou avec ses 966 km de long est le principal collecteur du secteur étudié. Il prend sa source à une altitude de 755 m. Son bassin versant a une superficie de 166.150 km² (fig. 16). Il représente avec ses affluents la contribution la plus importante à l'Oubangui, supérieure à celle de l'Uélé qui vient du Zaïre.

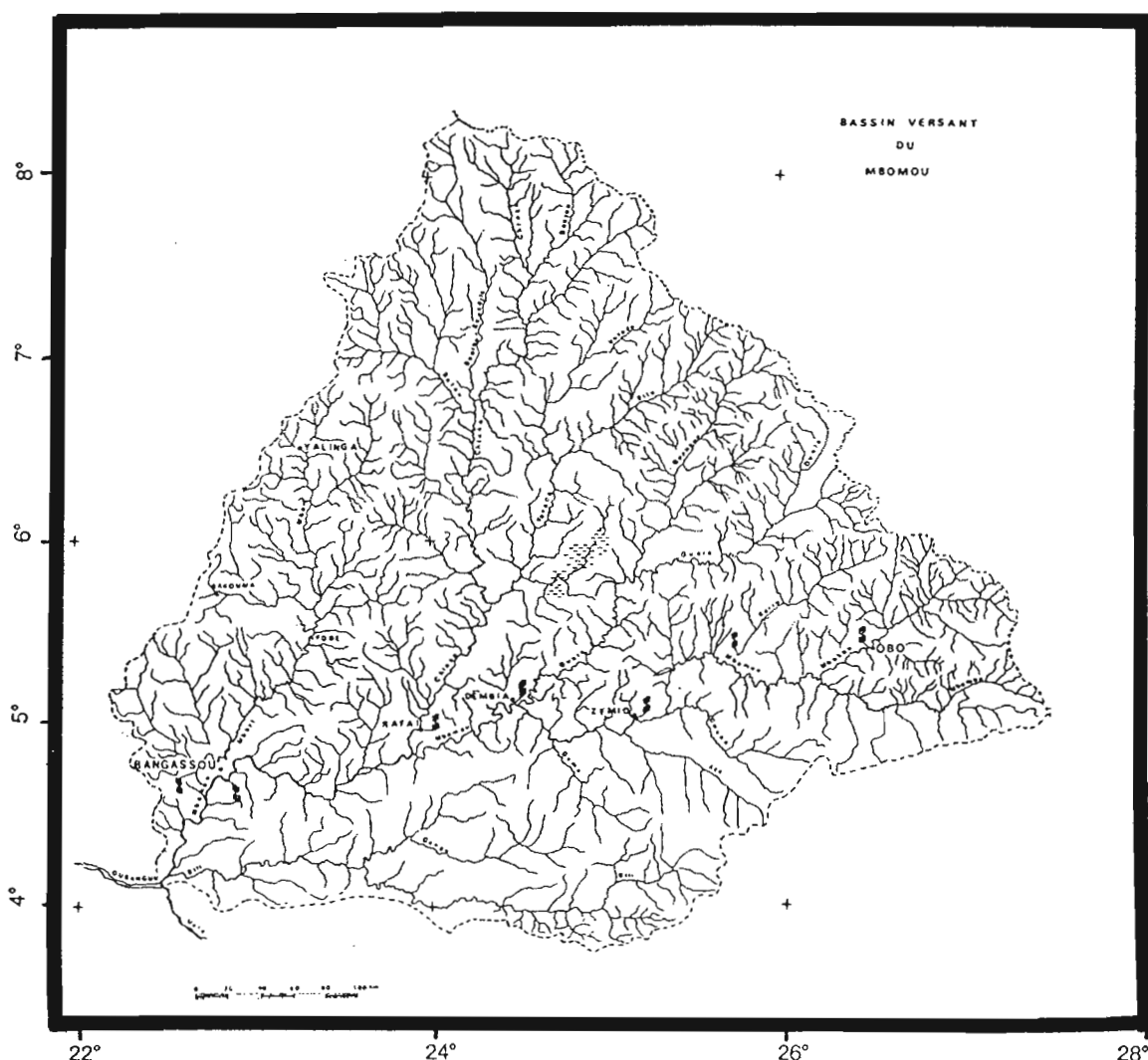


Figure. 16 - Bassin versant du Mbomou, et morphologie du réseau hydrographique de la région très cuirassée de Dembia-Zémio dans le Sud-Est du Centrafrique (extrait de la carte orohydrographique au 1/1 000 000 de BOULVERT, 1987).

Du côté centrafricain et avant Zémio, le Mbomou reçoit (fig.16) :

(1) Le Mbokou à Kadjéma, long de 150 km, dont le module est estimé à 19 m³.s⁻¹ pour un bassin de 5960 km². Il donne un débit spécifique de 2,9 s⁻¹.km⁻² (THIEBAUX, 1987).

(2) La Kéré longue de 156 km avec un bassin de 3740 km², Un module de 20 m³.s⁻¹ et un débit spécifique de 5,3 l.s⁻¹.km⁻².

(3) La Bakélé qui emprunte un accident structural important.

A Zémio, le Mbomou long de 483 km, a un module de $204 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ pour un bassin versant de 27.700 km^2 , soit un débit spécifique de $7,4 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Le débit moyen mensuel d'étiage est de $56 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ soit $2,9 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, et celui de crue est de $431 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ soit $15,6 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$.

Après Zémio, le Mbomou s'écoule suivant les directions de fractures, et entaille les plateaux cuirassés jusqu'à Rafaï en passant à Dembia, où il reçoit la Ouara, qui est le second grand collecteur de la région étudiée.

(4) **La Ouara** longue de 527 km, reçoit en amont la Ngoangoa longue de 264 km. Les deux rivières prennent leur source sur un plateau granitique. Leur pente est réduite en amont et leur vallée alluviale est marécageuse. Après Djéma, la Ouara incise les grès de Morkia perpendiculairement à leur direction structurale, entraînant un tracé en baïonnette. En amont de Dembia, elle coule sur des intrusions de roches basiques qui recoupent son cours. A Dembia, son module est de $150 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, pour un bassin versant de 19.590 km^2 , on estime son débit spécifique à $7,7 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ (BOULVERT, 1987).

(5) A Rafaï, le Mbomou est rejoint par le **Chinko**. Long de 507 km, il prend sa source à environ 910 m sur l'interfluve Congo-Nil. Il draine un bassin de 52.100 km^2 . Son module est de $384 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et son débit spécifique est de $7,4 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ (THIEBAUX, 1987). En moyenne, son module oscille entre $70 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à l'étiage et $1110 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en période de crue. Un débit maximum de $1260 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ a été enregistré en 1955. Par conséquent, il est supérieur à celui du Mbomou à Zémio, et équivalent à celui du Logone occidental à Moundou (GAC, 1980).

Le Chinko entaille d'abord un ensemble de migmatites (embréchites) entrecoupé d'intercalations d'amphibolites, à 850-900 m au sud du Mont Abourassein, puis il reçoit la Douyou. Il est ensuite rejoint plus au sud par le Keupi long de 150 km. Au dessous du 7^e parallèle, son cours qui était jusqu'alors nord-sud, oblique à l'Ouest par un coude en baïonnette. Il est alors rejoint par la Boulou (ou Kawadja) longue de 230 km, qui coule également du Nord vers le Sud. Peu après, le Chinko reçoit le Botou long de 164 km. A partir de là, sa vallée se resserre entre les plateaux cuirassés et les dômes gréseux de la série de Morkia. Il s'écoule ensuite dans une plaine karstique, mal drainée sur formations carbonatées, où il est gonflé par le Vovodo, long de 363 km, qui prend également sa source sur l'interfluve Congo-Nil.

La pente moyenne du Chinko est de $0,64 \text{ m.km}^{-1}$. Elle décroît progressivement de 15 m.km^{-1} dans les premiers kilomètres jusqu'à $0,17 \text{ m.km}^{-1}$ entre le confluent avec le Vovodo et Rafaï.

En aval de Rafaï, le Mbomou franchit encore quelques seuils rocheux, puis il quitte les vastes plateaux cuirassés pour entrer dans le domaine de la forêt dense du Mbomou, vers Bangassou.

A Bangassou, le Mbomou est long de 870 km et son bassin versant est de 118.670 km^2 , pour un module voisin de $930 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, soit un débit spécifique de $7,8 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ comparable à celui des deux Chari à Bousso (GAC, 1980; THIEBAUX, 1987). Cependant, ces valeurs doivent être révisées en raison de l'irrégularité des mesures de jaugeage. Selon THIEBAUX (1987), un module supérieur à $1000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ serait plus vraisemblable.

(6) Peu après Bangassou, il est rejoint à Lougoumba par le **Mbari** qui a un débit estimé à $167 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, soit un débit spécifique de $7,1 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ pour un bassin versant de

23.600 km² (THIEBAUX, 1987), et une longueur de 426 km.

(7) Peu après Ouango, le Mbomou reçoit le **Bili** du Zaïre dont le cours suit à peu près le 4^e parallèle. On ne sait pas ce qu'il ajoute au débit du Mbomou. Cependant avec un bassin versant de 21.090 km², et un environnement morphopédobioclimatique équivalent à celui du Mbari, on peut estimer son module à 167 m³.s⁻¹. Par conséquent, avant de se joindre à l'Uele pour former l'Oubangui, le Mbomou aurait un module d'environ 1334 m³.s⁻¹.

(8) Quelques kilomètres plus loin, le Mbomou se joint donc à l'Uele venant du Zaïre pour constituer l'Oubangui, qui recevra successivement jusqu'à la frontière avec le Congo, la **Kotto**, la **Bangui-Kété**, la **Ouaka**, la **Kémo**, l'**Ombella**, la **Mondjo**, la **Mpoko**, la **Pama**, et la **Lobaye** juste avant la frontière congolaise.

Pour plus de détails sur ces rivières, on se référera à la notice de la carte orohydrographique au 1 : 1.000.000 de BOULVERT (1987), et au rapport de THIEBAUX (1987) qui constituent une contribution importante à la monographie de l'Oubangui (CALLEDE, THIEBAUX et BOULVERT, 1992).

B - CONCLUSIONS

D'une manière générale, le réseau hydrographique s'est installé selon les grands axes structuraux de direction N150-140 et N60-50. Il peut donc 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 directions d'orientation apparaissent sous la forme de linéaments sur les photos aériennes et les images satellites. Il est alors intéressant d'analyser quantitativement la morphologie du réseau hydrographique, notamment par l'analyse fractale, ce que nous verrons au chapitre suivant.

VI- LA PHYTOGEOGRAPHIE

En Afrique Centrale, la répartition des espèces végétales liée aux grands types de climat a été décrite par AUBREVILLE (1950), CHEVALIER (1951) et SILLANS (1958), avant d'être étudiée plus en détail par BOULVERT (1969, 1975 et 1987).

La végétation du Centrafrique est dépendante du climat tropical humide dominant, et à divers stades, de la dégradation par l'homme. Du Sud au Nord, on passe progressivement de la forêt guinéenne humide aux savanes arborées périforestières, puis aux savanes arbustives soudano-guinéennes et enfin aux formations végétales graminéennes soudano-sahéliennes.

On distingue en République Centrafricaine quatre grands domaines phytogéoclimatiques (fig. 17):

- (1) Le domaine congo-guinéen au sud.
- (2) Le domaine soudano-guinéen au centre.
- (3) Le domaine médio-soudanien au nord.
- (4) Le domaine soudano-sahélien à l'extrême nord.

Seuls les deux premiers domaines intéressent le secteur de Dembia-Zémio.

A- LE DOMAINE CONGO-GUINEEN DANS LA REGION DE DEMBIA- ZEMIO (IV)

Le domaine Congo-guinéen englobe la forêt dense humide caducifoliée et le secteur des savanes périforestières.

(1) La forêt dense humide guinéenne est peuplée pour l'essentiel de *Triplochiton scleroxylon*, *Terminalia superba* et *Celtis spp.* On peut cependant y trouver des savanes incluses avec *Hymenocardia acida*, *Annona senegalensis* qui marquent la dégradation par l'homme, et aussi *Bridelia ndellensis*.

Dans le district du Mbomou, on a une forêt lisière de recolonisation dominante à *Aubrevillea kerstingii*, *Khaya grandifoliola* et *Anogeissus leiocarpus*. On y trouve aussi *Triplochiton scleroxylon*, *Albizia zygia*, *A. glaberi* et *A. glummifera*. Cette forêt lisière forme également l'essentiel des bosquets de savanes. Citons aussi certaines espèces caractéristiques telles que : *Azvelia africana*, *Albizia coriaria*, *Parkia filicoïdea* et *Berlinia grandiflora*.

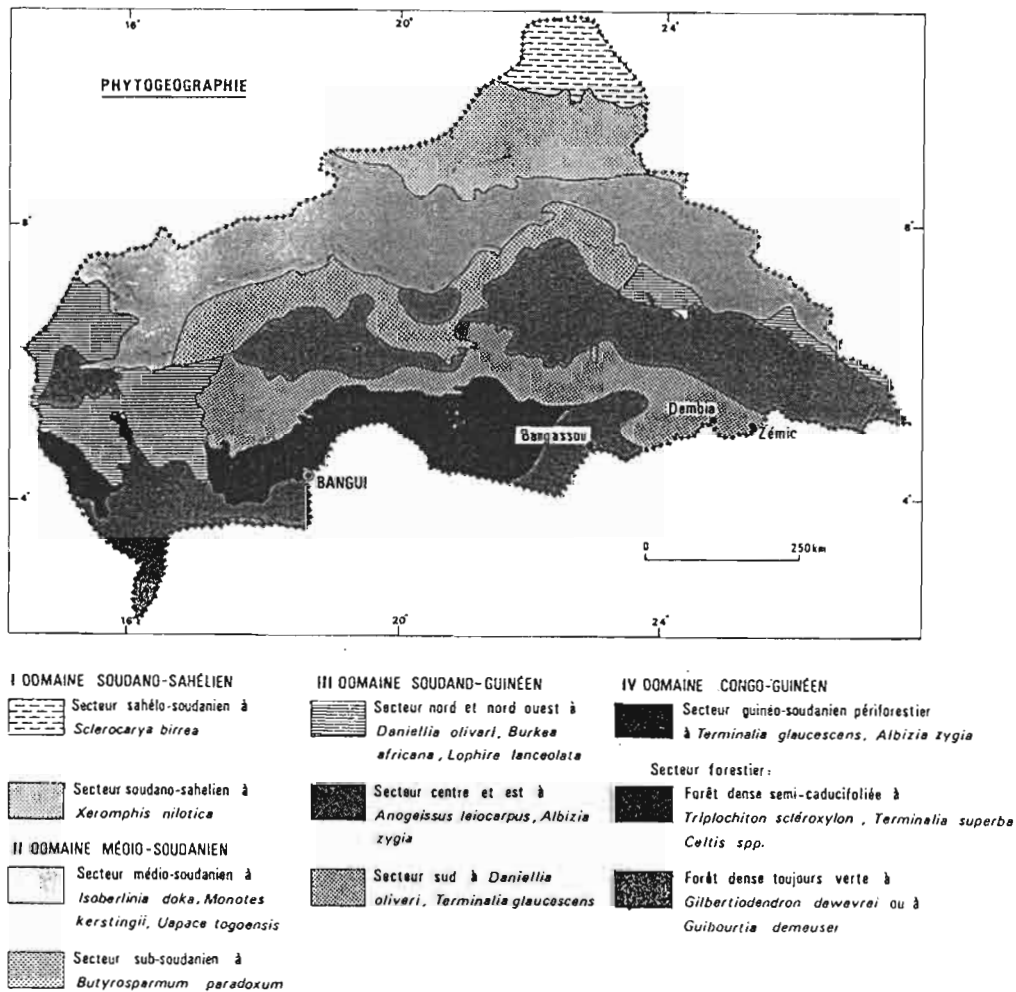


Figure. 17 - Distribution des grands domaines phytogéographiques du Centrafrique (d'après BOULVERT, 1986).

(2) **Les savanes périforestières du Mbomou**, situées entre Bangassou et Rafaï sont imbriquées dans une mosaïque forêt-savane sur roches basiques dans lesquelles on peut reconnaître *Anogeissus leiocarpus*, *Elaeis guineensis* (palmier à huile), *Magnistipula butayi* et *Manilkara multinervis*.

B- LE DOMAINE SOUDANO-GUINEEN DANS LA REGION DE DEMBIA-ZEMIO (III)

Le domaine soudano-guinéen est d'une manière générale caractérisé par l'apparition des espèces suivantes : *Burkea africana*, *Lophira lanceolata*, *Daniellia oliveri* associées à une strate herbacée à *Andropogon gayanus*, *Hyparrhenia welwitschii* et *H. familiaris*.

Autour et au coeur du secteur d'étude on distingue :

(1) **Le district oriental**, avec l'apparition de *Lonchocarpus laxiflorus* et *Combretum mamehanko*, bien représentés dans les régions d'Obo, Djéma, Mboki et aux stations de la Ouara et du Mbomou.

(2) **Le district du moyen Mbomou** à mosaïque de végétation étagée mixte. Ce sont les savanes soudano-guinéennes du plateau cuirassé de Rafaï associées à des enclaves de forêt semi-humide, qui surplombent les forêts lisières guinéennes vallicoïles. Ce sont aussi les savanes de la région de Zémio. Les espèces les plus communément rencontrées dans ce milieu sont par ordre d'importance : *Daniellia oliveri*, *Terminalia glaucescens*, *Hymenocardia acida*, *Nauclea latifolia*, *Lophira lanceolata*, *Piliostigma thonningii*, *Parkia filicoïdea*, *Annona senegalensis*, *Ficus glumosa*, *Vitex doniana*, *Anogeissus leiocarpus*, *Albizia zygia*, *Entada abyssinica*, *Parinari curatellifolia*, et *Cussonia djalensis*. Plus à l'Est vers Zémio et Obo, on trouve aussi *Grewia mollis*, *Amblygonocarpus andongensis*, *Uvaria chamae*, *Allophylus africanus*, *Pterocarpus lucens* tandis que *Ficus glumosa*, *Vitex doniana*, *Entada abyssinica*, *Parinari curatellifolia* et *Cussonia djalensis* sont moins bien représentées voire absentes.

Dans le district oriental du Haut-Mbomou, apparaissent aussi : *Uvaria chamae*, *Anthocleista oubanguiensis*, *Caloncoba crepiniana*, *Lannea barteri*...

Les forêts denses semi-humides incluses dans les savanes sont à *Anogeissus* et *Albizia* dominantes (fig. 18).

Enfin, sur les "lakéré" ou "bowé", où le cuirassement est important, on trouve une végétation herbacée avec *Hyparrhenia rufa*, *Panicum*, *Eragrostis*, *Loudetia annua*, *L. coarctata*, *Ctenium elegans*, *C. newtonii*, *Cochlospermum tinctorium*, et *Bulbostylis coleotricha*. Dans les mares d'eau temporaires fréquentes à la saison des pluies, on trouve *Panicum indicum*, *Loudetia spp.*, et *Cyperus pustulatus* (fig. 17).

Quant aux savanes arborées on trouve : *Aframomum spp.*, *Andropogon spp.*, *Asparagus spp.*, *Bekeropsis uniseta*, *Digitaria uniglumis*, *Loudetia arundinacea* et *Panicum maximum* (fig. 17).

En progressant vers le Nord on rejoint :

C - LE DOMAINE MEDIO-SOUDANIEN (II), avec apparition d'*Isobertia doka*, *Monotes kerstingii*, *Uapaca togoensis*, *Butyrospermum paradoxum*, ssp. *parkii* (karité). On trouve également dans la partie orientale de ce domaine une formation particulière : la

bambousaie à *Oxytenanthera abyssinica*.

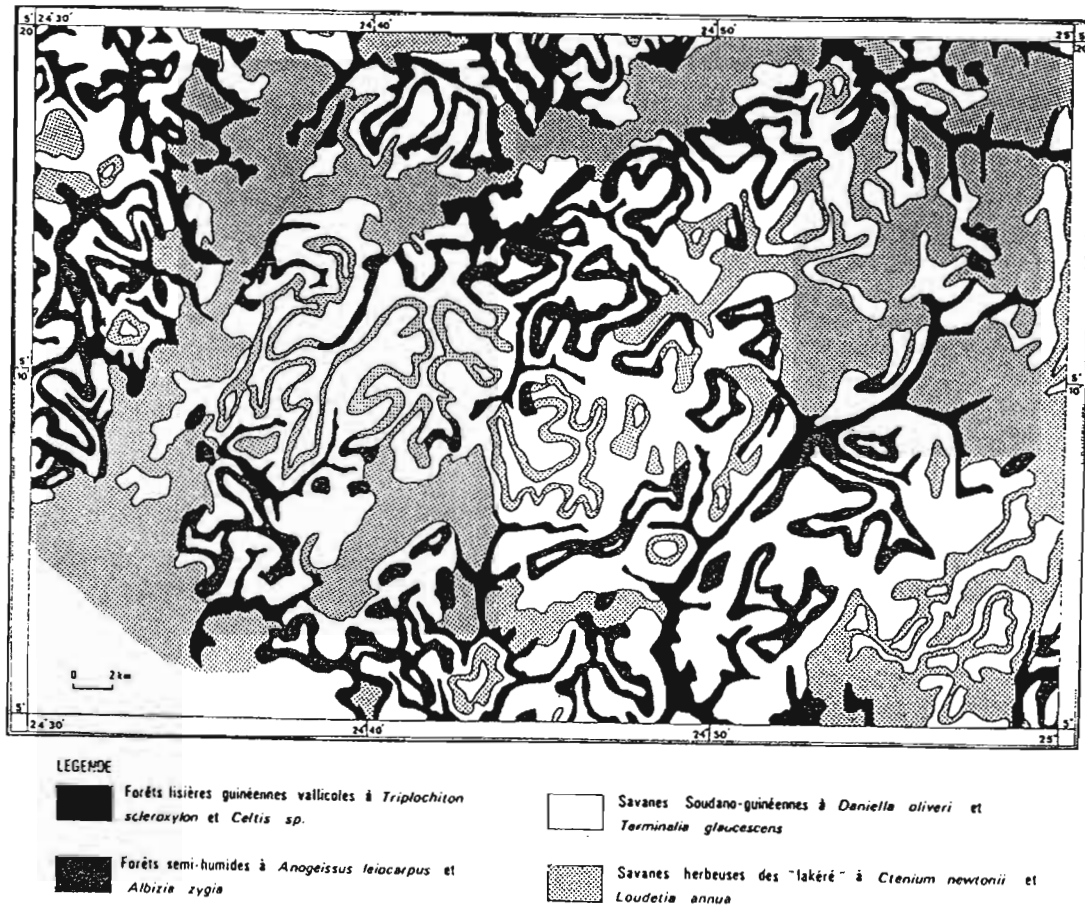


Figure. 18 - Distribution des forêts et des savanes dans la région très cuirassée de Dembia-Zémio au Sud-Est du Centrafrique (extrait d'une carte au 1/200 000 de BOULVERT, 1987).

D - LE DOMAINE SOUDANO-SAHELIEN (I), avec apparition de *Xeromphis nilotica*, *Balinites aegyptiaca*, *Guiera senegalensis*, *Boscia senegalensis* et *Capparis corymbosa*, ainsi que *Tamarindus indica*, notamment dans la plaine de l'Aouk.

Dans ces deux domaines septentrionaux, on trouve encore des espèces reconnues dans les domaines plus humides du sud, telles que *Anogeissus* et *Terminalia* pour les plus communes.

E - EN CONCLUSION

D'après le travail d'inventaire de BOULVERT (1986) duquel on a tiré cette étude non exhaustive de la végétation centrafricaine, il semble bien que la forêt soit encore largement répandue dans la zone de prédilection des savanes. C'est le cas de la forêt dense humide du Mbomou et des forêts denses semi-humides du Centre et de l'Est, notamment celles de la région de Dembia-Zémio. Ces forêts sont généralement considérées comme primitives (AUBREVILLE, 1948; BOULVERT, 1986). Mais il est clair

ici que la mise en place des forêts humides des vallées recoupant l'ensemble des manteaux d'altération cuirassés anciens est postérieure au processus ayant engendré le développement de ces manteaux. Il en va de même pour les aires forestières des plateaux cuirassés qui recoupent localement la cuirasse, favorisant alors la genèse de sols ferrallitiques à horizon nodulaire ou à horizon superficiel de démantèlement de la cuirasse. Si l'on admet que celle-ci s'est développée sous des climat tropicaux contrastés, il faut voir dans la dégradation des cuirasses sous forêt une évolution du climat vers l'humide. Par conséquent, les forêts de la région de Dembia-Zémio pourrait être considérées comme en équilibre avec le climat actuel.

Pour SILLANS (1955), les savanes oubanguiennes résulteraient de stades de dégradation par l'homme. Cela est moins évident pour les savanes arborées à *Burkea*, *Lophira*, *Isoberlinia*, *Monotes*, *Uapaca* qui sont climaciques (BOULVERT, 1986). Ainsi, les savanes à *Burkea-Lophira* peuvent être observées dans la région de Dembia-Zémio, tandis que celles à *Isoberlinia*, *Monotes* et *Uapaca* ne se développent qu'au nord-est, sur l'interfluve Congo-Nil (BOULVERT, 1986).

CHAPITRE. 2

ANALYSE FRACTALE DU PAYSAGE CUIRASSE DU HAUT-MBOMOU

CHAPITRE. 2 - ANALYSE FRACTALE DU PAYSAGE CUIRASSE DU HAUT-MBOMOU

I - INTRODUCTION

Ce sont les travaux des mathématiciens de la fin du XIX^e siècle et du début du XX^e siècle (CANTOR, 1883 ; PEANO, 1890 ; HAUSDORFF, 1919 ; LEBESGUE, 1928 in FALCONER, 1990 ; CANTOR, 1932 ; BESICOVITCH, 1934) qui servirent de cadre à l'émergence du concept de Fractal dans les travaux de mathématiques plus appliqués (PERRIN, 1913 ; LEVY, 1954 et 1965 ; RICHARDSON, 1961 ; MANDELBROT, 1965, 1967, 1975), MANDELBROT étant celui qui a en donné la meilleure définition. Intuitivement, ce concept s'applique à des objets ou des phénomènes naturels dont la forme ou le fonctionnement sont très irréguliers, fragmentés, ou chaotiques, et le restent à plusieurs échelles d'observation. Auparavant, on ne disposait que de la géométrie classique euclidienne, qui ne permettait pas de décrire, caractériser et quantifier de tels objets ou phénomènes sans les simplifier à outrance.

En revanche, la géométrie fractale permet une description et une caractérisation plus objective et donc plus précise des objets de forme irrégulière. De plus, elle permet de décrire des relations entre la forme et le contenu de l'objet, ou bien encore entre la forme et les processus physiques et biochimiques responsables de la forme irrégulière de ces objets.

L'ensemble des objets à dimension fractale contient celui des objets à dimension euclidienne. Par définition et par opposition aux objets rectifiables de l'espace euclidien qui sont tous caractérisés par des fonctions dérivables, les objets fractals présentent des contours qui généralement n'admettent pas de dérivée, tant leur irrégularité est importante. Les objets de forme irrégulière sont caractérisés par une dimension dite fractale ou dimension de HAUSDORFF (1919, in MANDELBROT, 1989). Cette dimension a la particularité d'être différente de la dimension topologique des objets réguliers de l'espace euclidien [point ($D = 0$) ; droite ($D = 1$) ; surface assimilée à un carré ($D = 2$) ; volume assimilée à un cube ($D = 3$)], puisqu'elle peut être une fraction ($1/2$, $1/3$, $3/2$ ou $5/2$), ou dans la plupart des cas, un nombre irrationnel (par exemple $\log 2 / \log 3 = 0,6309$ pour l'ensemble triadique de CANTOR).

D'une manière générale, la nature est régie par deux ordres : l'ordre euclidien et l'ordre fractal. Le premier est mieux compris parce que plus facilement et plus souvent mesuré par l'homme. Néanmoins, on gagne en précision lorsque l'on passe dans l'ordre fractal qui régit la nature où les objets et les phénomènes à caractère fractal sont légion. L'étude des objets fractals doit donc servir à décrire et à mieux comprendre le fonctionnement des quatre grands réservoirs naturels qui les contiennent : Terre, Océan, Atmosphère et Biosphère.

De nombreux exemples de fractales peuvent être cités parmi lesquels :

- Le mouvement brownien de la trajectoire que décrit une particule fine en suspension dans un fluide (PERRIN, 1913 ; LEVY, 1954 et 1965 ; MANDELBROT, 1989). Rappelons à ce sujet, qu'il se manifeste dans les inclusions fluides enfermées dans les quartz (PERRIN, 1913).

- La progression d'un front d'altération ou de dissolution dans une roche hétérogène, qui peut être assimilée à un front de diffusion ou de percolation d'un liquide visqueux dans un milieu hétérogène (VOSS et al., 1982 ; KAPITULNIK et DEUTSCHER,

1982 ; NITMANN et al., 1985 ; ROBINSON, 1985 ; SANDER, 1985 ; SAPOVAL et al., 1985 ; DACCORD et al., 1986 ; Van DAMME et al., 1986 ; DACCORD et LENORMAND, 1987 ; GRASSBERGER, 1991).

- La précipitation et la cristallisation dendritique (Cuivre natif; or; manganèse...) (VOSS et al., 1982 ; PERRIN et TABELING, 1991).

- L'aggrégation des particules d'argiles ou de colloïdes en solution aqueuse (WITTEN and SANDER, 1981 et 1983 ; MEAKIN, 1983 ; MEAKIN et al., 1984 ; JULIEN et al., 1985 ; JULIEN, 1998 ; JULIEN et MEAKIN, 1989).

- Les fluctuations du régime d'un fleuve (débit, charge solide et dissoute...), assimilé au mouvement brownien (MANDELROT, 1965), et les fluctuations climatiques (NICOLIS, 1991).

- La formation et la morphologie des nuages liées au phénomène de turbulence (fluides...) (MANDELROT, 1976 et 1984 ; LOVEJOY, 1982 ; HENTSCHEL and PROCACCIA, 1984).

- La morphologie des côtes littorales (RICHARDSON, 1961), du tracé hydrographique et des objets géomorphologiques (surface topographique, surface d'unité cartographique...) d'une manière générale (MANDELROT, 1967 et 1975 ; BURROUGH, 1981 ; TURCOTTE, 1986).

Finalement en géométrie fractale, on étudie des limites, des frontières, des interfaces irrégulières entre des systèmes dynamiques naturels. Cette approche est fondamentale puisque ces domaines de transition constituent des lieux privilégiés de formation et de transformation de structures au cours de processus naturels divers : altération, érosion, diffusion, percolation, aggrégation, précipitation et cristallisation...

L'analyse fractale des objets d'étude de la géologie (réseau hydrographique, champs de fractures et de linéaments...) a pour but de mesurer leur irrégularité (forme), ou leur désordre (structure), et de décrire les facteurs naturels (roche mère, tectonique, climat...) ou les processus physico-chimiques responsables de cette irrégularité ou ce désordre.

Prenons par exemple un ensemble de points dispersés dans un espace à p dimensions. En choisissant de le recouvrir par des cubes de côté ϵ (fig. 19), la dimension de Hausdorff - Bésicovitch D est définie comme la limite de l'expression (BERGE et al., 1984) :

$$D = \lim(\epsilon \rightarrow 0) \log N(\epsilon) / \log (1/\epsilon) \text{ quand } \epsilon \text{ tend vers } 0.$$

Il apparaît donc que lorsque l'ensemble est réduit à un point, $N(\epsilon) = \text{cste} = 1$. Dans ce cas, la dimension de l'ensemble est égale à 0, qui correspond à la dimension de Hausdorff du point, dont la dimension euclidienne est aussi 0. En revanche, si l'ensemble est celui des points d'un segment de droite de longueur L , on obtient $N(\epsilon) = L \epsilon^{-1}$ (avec $D = 1$). De même pour l'ensemble des points d'une surface d'aire S , on a $N(\epsilon) = S \epsilon^{-2}$ (avec $D = 2$).

II - GEOMETRIE FRACTALE DES COURS D'EAU

Les cours d'eau d'un réseau hydrographique donné présentent généralement un tracé tortueux ou irrégulier. Les directions successives que prend un cours d'eau depuis sa source jusqu'à l'exutoire dépendent (1) de la nature et la structure des formations géologiques qu'ils traversent ; (2) des mouvements tectoniques qui modifient cette structure et provoquent fractures et failles souvent responsables des changements de direc-

tion des cours d'eaux ; (3) du relief, résultante de ces premiers facteurs, des conditions climatiques et du temps. Dans une région très cuirassée, et relativement stable des points de vue tectonique et climatique comme celle de Dembia-Zémio, les affleurements rocheux sont rares voire inexistants. Il est donc très difficile d'identifier et cartographier les roches du substratum. Cependant, le tracé des cours d'eau reflétant les différences lithologiques, l'analyse fractale des cours d'eau drainant des régions cuirassées constitue une méthode de mesure de l'irrégularité des tracés de cours d'eau en relation avec les différences lithologiques.

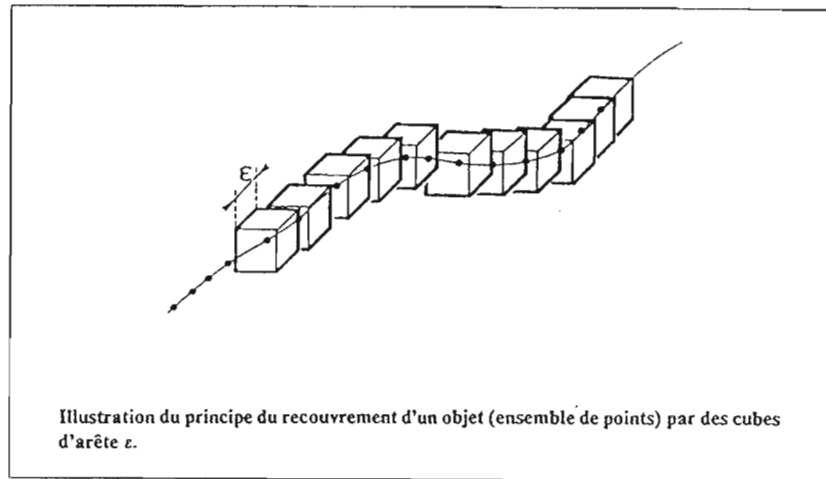


Figure. 19 - Figure extraite de BERGE et al., ("l'ordre dans le chaos", 1984).

De même, les fluctuations temporelles des débits fluviaux sont aléatoires (MANDELBROT, 1965 ; MANDELBROT et WALLIS, 1968), et dépendent du climat qui influence leur régime. Les variations de la charge solide exportée par les cours d'eau dépendent quant à elles de plusieurs facteurs (climat, végétation, relief et nature des roches) qui peuvent conjuguer leur action, ou au contraire les neutraliser mutuellement (PROBST, 1990).

On ne s'intéresse ici qu'à la géométrie des cours d'eau dont le tracé peut prendre diverses formes, qui ne sont dans tous les cas jamais rectiligne. Ce tracé ressemble plutôt à une ligne brisée plus ou moins irrégulière, comprenant des segments droits, courbes ou méandriformes selon son degré d'irrégularité. De plus, quelle que soit l'échelle à laquelle on les observe, la forme irrégulière du tracé des cours d'eau se maintient et parfois s'accroît selon le principe de l'auto similarité (MANDELBROT, 1984). Les cours d'eau peuvent-ils être assimilés à des objets fractals naturels ? Dans ce cas, il est possible d'évaluer la dimension fractale (D) par différentes méthodes et notamment celle de RICHARDSON (1961) qui fût expérimentée sur des côtes, et notamment sur celle de Bretagne (MANDELBROT, 1984).

A - LA METHODE DE RICHARDSON

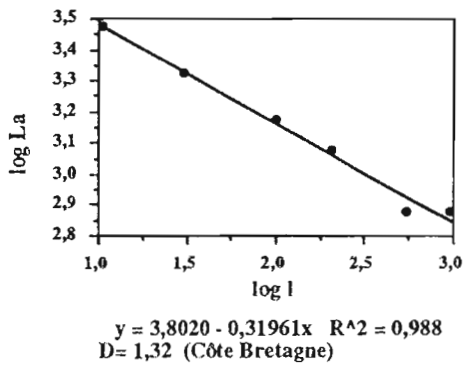
La méthode de RICHARDSON a été utilisée pour l'analyse fractale du tracé des côtes parmi lesquelles celle de Bretagne (Fig. 20). Du fait de la similarité de forme entre les côtes et le tracé hydrographique elle est utilisée ici pour l'analyse fractale de quelques cours d'eau centrafricains. L'étude a été menée sur des cartes dressées à deux échelles différentes (1 : 1 000 000 et 1 : 200 000) dans la région de Dembia-Zémio, et dans d'autres régions du Centrafrique.

1 - Principe et définition de la méthode de RICHARDSON

La méthode de RICHARDSON consiste à calculer la longueur approchée (L_a) de chaque cours d'eau en faisant varier le pas de mesure (l) à l'aide d'un compas.

Soit pour un pas de mesure (l) donné on obtient :

$$L_a(\text{km}) = n l(\text{km}) \text{ (avec } n = \text{nombre de pas de longueur } l) \text{ (1)}$$



En répétant l'opération avec des pas de mesure différents on s'aperçoit que la longueur (L_a) varie. Quand le pas (l) tend vers 0, le nombre de pas (n) et par conséquent la longueur (L_a) augmentent en tendant vers l'infini. Autrement dit la variation de la longueur (L_a) est liée à la longueur du pas de mesure (l) par une loi en puissance : $L_a \propto l^{-\alpha}$ (RICHARDSON, 1961). Le coefficient α varie selon le degré d'irrégularité de l'objet étudié. Pour MANDELBROT (1967), α est une expression de la dimension fractale : $\alpha = 1 - D$.

Figure. 20 - Longueur approchée de la côte de Bretagne selon la méthode de RICHARDSON (1961).

Si la relation de RICHARDSON est vérifiée, cela implique que d'un point de vue statistique tout morceau du tracé hydrographique est similaire au tracé dans sa totalité. Si c'est le cas, le tracé du cours d'eau sera dit posséder une homothétie interne, ou être self-similaire (MANDELBROT, 1984).

Cette propriété est évidente pour des objets réguliers. Prenons par exemple une droite de 10 cm de longueur que l'on se propose de parcourir à l'aide d'intervalles de mesure réguliers.

Soit l'intervalle de mesure initial x_i ($x_i = 1$ cm). Il faut $n = 10$ intervalles de mesure pour parcourir la totalité de la droite. Choisissons maintenant un intervalle de mesure plus grand x_{i+1} ($x_{i+1} = 2$ cm). Il lui correspond n_{i+1} intervalle tel que $n_{i+1} = 5$. On voit ainsi qu'il existe une relation entre la taille de l'intervalle et le nombre d'intervalles nécessaire pour couvrir l'ensemble de la droite :

$$(n_{i+1}/n_i) = 5/10 = (x_i/x_{i+1})^1 = 1/2 \text{ ou encore : } (n_{i+1}/n_i) = (x_{i+1}/x_i)^{-1} = 2^{-1}$$

Pour un carré de 10 cm de côté on aurait :

$$(n_{i+1}/n_i) = 25/100 = (x_{i+1}/x_i)^{-2} = 2^{-2}$$

Pour un cube de 10 cm de coté on aurait :

$$(n_{i+1}/n_i) = 125/1000 = (x_{i+1}/x_i)^{-3} = 2^{-3}$$

Les exposants 1, 2 et 3 sont respectivement les dimensions topologiques d'une droite, d'une surface et d'un volume réguliers dans l'espace euclidien.

En généralisant à une courbe irrégulière, par exemple au tracé d'un cours d'eau on aura :

$$(n_{i+1}/n_i) = (l_i/l_{i+1})^D = (l_{i+1}/l_i)^{-D}$$

n : nombre de pas de mesure

l : longueur du pas de mesure

D : dimension fractale

$$\text{d'où : } D = -\log(n_{i+1}/n_i)/\log(l_{i+1}/l_i) \quad (2)$$

La dimension fractale d'une courbe irrégulière ou d'une ligne brisée sera donc toujours comprise entre 1 et 2 ; celle d'une surface rugueuse ou mamelonée sera comprise entre 2 et 3 ; celle d'un objet tridimensionnel de type polyèdre de forme irrégulière est généralement supérieure à 3.

D'autre part, si à chaque pas de mesure (l) la dimension D est constante, la courbe fractale est self-similaire. Dans le cas contraire, l'estimation de la dimension fractale D peut servir à différencier les échelles de variation qui peuvent résulter de processus physico-chimiques naturels particuliers (MANDELBROT, 1984).

Dans tous les cas, on reporte sur un graphique le logarithme des différentes longueurs approchées (L_a) obtenues en fonction du logarithme des pas de mesure (l) correspondants (Fig. 20). On a choisi ici le logarithme décimal, mais nous pouvons prendre n'importe quel logarithme (népérien ou base quelconque) puisque D est égal au rapport des logarithmes.

D'une manière générale, les courbes obtenues sont linéaires et prouvent que l'objet étudié est fractal. La pente de la droite de régression est une expression de la dimension fractale D :

$$\log(L)_{km} = a \log(l)_{km} + b \quad (3)$$

avec $a = 1 - D$ d'où l'on tire $D = 1 - a$

Si la pente de la droite de régression est forte, la dimension fractale est grande ($1 < D < 2$). Cela signifie que la longueur calculée (L_a) varie beaucoup quand on fait varier le pas de mesure (l). Autrement dit, cela veut dire que le tracé hydrographique est très irrégulier. En revanche, si la pente est faible, la dimension est faible. Cela équivaut à une faible variation de L_a quand on fait varier l . Dans ce cas, le tracé hydrographique apparaît moins irrégulier. Si D est égal à 1, le tracé est rectiligne. Si D augmente, l'irrégularité du tracé mesuré est grande. Or la morphologie plus ou moins chagrinée du tracé hydrographique dépend de la nature des roches du substrat, de leur résistance à l'érosion et de l'intensité et la fréquence des mouvements tectoniques qui fracturent ces roches. La dimension fractale permet donc de mesurer l'irrégularité du tracé, et par conséquent de décrire les processus physico-chimiques responsables de cette irrégularité.

2 - Application de la méthode de RICHARDSON au réseau hydrographique centrafricain

Le tracé de plusieurs cours d'eau du Centrafrique a donc été mesuré selon la méthode de RICHARDSON (1961), et notamment ceux qui drainent notre zone d'étude : le Mbomou depuis sa source jusqu'au confluent avec l'Uele et ses affluents de droite qui drainent toute la partie orientale de la Surface Centrafricaine. On cherche ici à établir une relation entre la géométrie du tracé hydrographique déterminée par sa dimension fractale (D) et la nature de la roche mère d'une part, et du climat d'autre part, partant du fait que l'influence des mouvements tectoniques est négligeable depuis le début du Tertiaire.

a - Dimension fractale du Mbomou et des ses affluents

Les longueurs approchées du Mbomou et de la Ouara ont été évaluées selon divers pas de mesure (Tableau. I et II) sur les cartes au 1 : 1 000 000 (BOULVERT, 1987) et au 1 : 200 000 (IGN, 1966).

Dans tous les cas, seules les valeurs vérifiant l'équation (2) avec D compris entre 1 et 2 seront utilisées pour la représentation graphique de la droite d'équation (3).

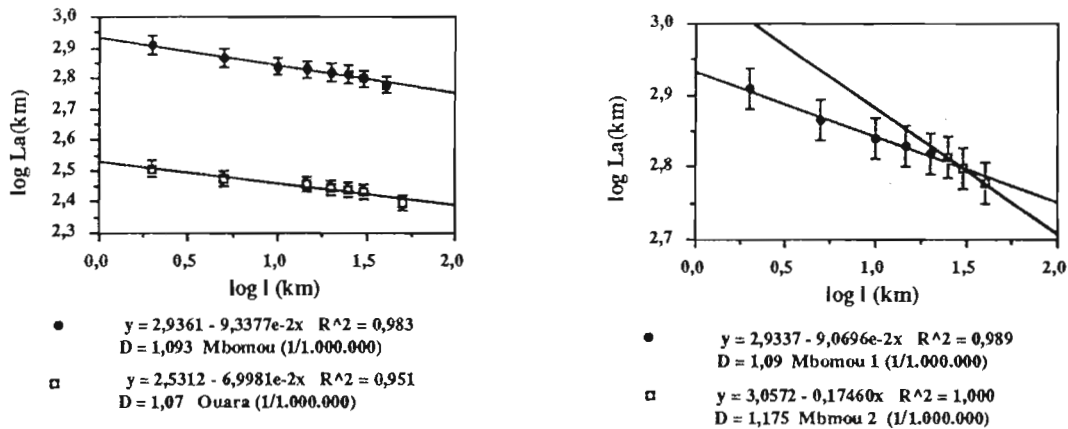


Figure. 21 - a - Longueurs approchées des fleuves Mbomou et Ouara, mesurées sur la carte oro-hydrographique du Centrafrique au 1/1.000.000. **b -** Variation de la dimension fractale du Mbomou selon la valeur du pas de mesure.

Les courbes obtenues (Fig. 21) à partir des données du Tableau I permettent d'évaluer les dimensions fractales du Mbomou à 1,09 et celle de la Ouara à 1,07, mesurées sur la carte à l'échelle du 1 : 1.000.000 (BOULVERT, 1987).

Les courbes obtenues pour les autres cours d'eau, affluents du Mbomou donnent également des dimensions fractales proches de 1 comprises entre 1,08 et 1,18 (Fig. 22).

On remarque néanmoins que les cours d'eau mesurés, et notamment le Mbomou et le Mbokou ne sont pas self-similaires puisqu'on observe une brisure dans les droites de régression (Fig. 21b et 22b). Pour le Mbomou, la dimension fractale oscille entre 1,09 et 1,17. Pour le Mbokou, la variation est plus importante puisque D varie de 1,1 à 1,34.

La même opération a été effectuée sur les cartes IGN (1966) au 1/200 000 (feuille de Dembia). Les résultats des mesures effectuées sur les cours du Mbomou (jusqu'au confluent avec la Ouara) et de la Ouara sont réunis dans le tableau II. Les dimensions fractales sont évaluées à partir des courbes de la figure 23.

TABLEAU. I - Résultats de l'analyse fractale selon la méthode de Richardson appliquée au Mbomou et à la Ouara à l'échelle de 1 : 1 000 000 (l : pas de mesure ; n : nombre de pas ; La : longueur approchée).

Mbomou					Ouara		
l (km)	n	La (km)	log l	log La	n	La (km)	log La
2	407	814	0,3	2,91	161	322	2,508
5	147	735	0,7	2,866	60	300	2,477
10	69	690	1	2,839	30	300	2,477
15	45	675	1,17	2,829	19	285	2,455
20	33	660	1,3	2,819	14	280	2,447
25	26	650	1,4	2,813	11	275	2,439
30	21	630	1,48	2,799	9	270	2,431
35	18	630	1,54	2,799	8	280	2,447
40	15	600	1,6	2,778	7	280	2,447
50	12	600	1,7	2,778	5	250	2,398

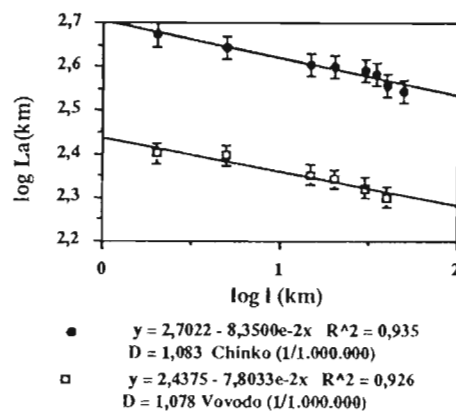
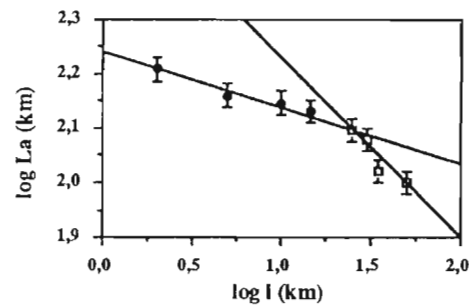
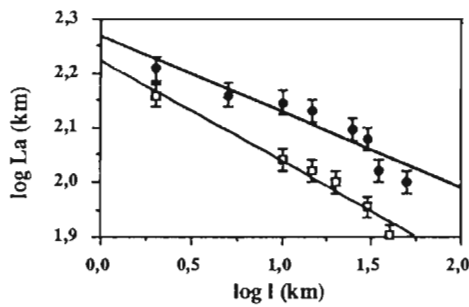
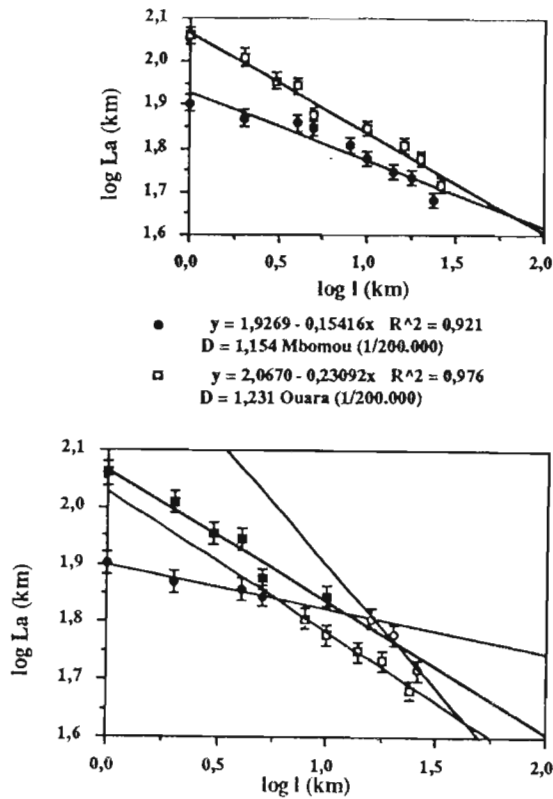


Figure. 22 - a - Longueurs approchées des affluents du cours supérieur du Mbomou. b - Variations de la dimension fractale du Mbokou selon le pas de mesure. c - Longueurs approchées du Chinko et du Vovodo, affluents du Mbomou, mesurées sur la carte oro-hydrographique au 1/1.000.000.



On remarque que les mesures faites sur la carte à l'échelle du 1 : 200.000 (fig. 23a), donnent une dimension fractale plus importante pour la Ouara ($D = 1,23$) que pour le Mbomou ($D = 1,15$), alors qu'elles étaient équivalentes pour les mesures faites sur la carte au 1 : 1.000.000.

Cette fois encore, les courbes obtenues présentent une brisure (fig. 23b), montrant que les tracés ne sont pas self-similaires. La dimension du Mbomou varie entre 1,08 et 1,24, alors que celle de la Ouara fluctue entre 1,23 et 1,43. Cependant, les deux cours d'eau apparaissent mieux différenciés à l'échelle du 1/200.000, qu'à celle du 1/1.000.000.

- $y = 1,8995 - 7,7253e-2x$ $R^2 = 0,957$ ■ $y = 2,0652 - 0,22863x$ $R^2 = 0,955$
 $D = 1,077$ Mbomou 1 (1/200.000) $D = 1,228$ Ouara 1 (1/200.000)
- $y = 2,0270 - 0,24458x$ $R^2 = 0,974$ ○ $y = 2,3287 - 0,43021x$ $R^2 = 0,974$
 $D = 1,244$ Mbomou 2 (1/200.000) $D = 1,43$ Ouara 2 (1/200.000)

Figure. 23 - a - Longueurs approchées du Mbomou et de la Ouara, mesurées sur la carte IGN au 1/200.000. b - Variations de la dimension fractale du Mbomou et de la Ouara selon le pas de mesures.

TABLEAU. II - Résultats de l'analyse fractale selon la méthode de Richardson appliquée au Mbomou et à la Ouara de la carte IGN (feuille Dembia) à l'échelle de 1 : 200 000 (l : pas de mesure ; n : nombre de pas ; L_a : longueur approchée).

l (km)	Mbomou				Ouara		
	n	L_a (km)	$\log l$	$\log L_a$	n	L_a (km)	$\log L_a$
1	80	80	0	1,903	116	116	2,06
2	37	74	0,301	1,869	51	102	2,009
3	26	78	0,477	1,892	30	90	1,954
4	18	72	0,602	1,857	22	88	1,944
5	14	70	0,7	1,845	15	75	1,875
6	12	72	0,778	1,857	13	78	1,892
8	8	64	0,903	1,806	10	80	1,903
10	6	60	1	1,778	7	70	1,845
12	5	60	1,079	1,778	6	72	1,857
14	4	56	1,146	1,748	5	70	1,845
16	4	64	1,204	1,806	4	64	1,806
18	3	54	1,255	1,732	4	72	1,857
20	3	60	1,3	1,778	3	60	1,778
22	2	44	1,34	1,643	3	66	1,819
24	2	48	1,38	1,681	3	72	1,857
26	2	52	1,415	1,716	2	52	1,716
28	2	56	1,447	1,748	2	56	1,748
30	2	60	1,477	1,778	2	60	1,778
32	2	64	1,505	1,806	2	64	1,806

D'autre part, on a partagé le tracé du Mbomou en 4 parties correspondant aux tronçons des feuilles IGN au 1 : 200.000 de Obo-Bambouti, Zémio, Dembia et Rafaï. Les résultats de l'analyse fractale (Fig. 24a) montrent que la dimension de chaque tronçon reste du même ordre entre la source et Dembia (comprise entre 1,12 à 1,16). En revanche, pour le tronçon qui va de Dembia à Rafaï, la dimension fractale est sensiblement plus faible ($D = 1,09$). Si l'on considère les tronçons de Zémio et Dembia, il apparaît que la dimension fractale varie là aussi en fonction de l'échelle de mesure (Fig. 24b et 24c). Pour les pas de mesure supérieurs à 2 km, dont la précision est inférieure à celle fournie par l'échelle de la carte étudiée, la dimension fractale est de l'ordre de celle d'une côte littorale ($D = 1,27$ pour le tronçon de la feuille Zémio, et $D = 1,36$, pour celui de la feuille Dembia). En revanche, pour des pas de mesure inférieurs à 2 km, c'est à dire supérieurs à l'échelle de la carte étudiée, la dimension fractale est inférieure à 1,1.

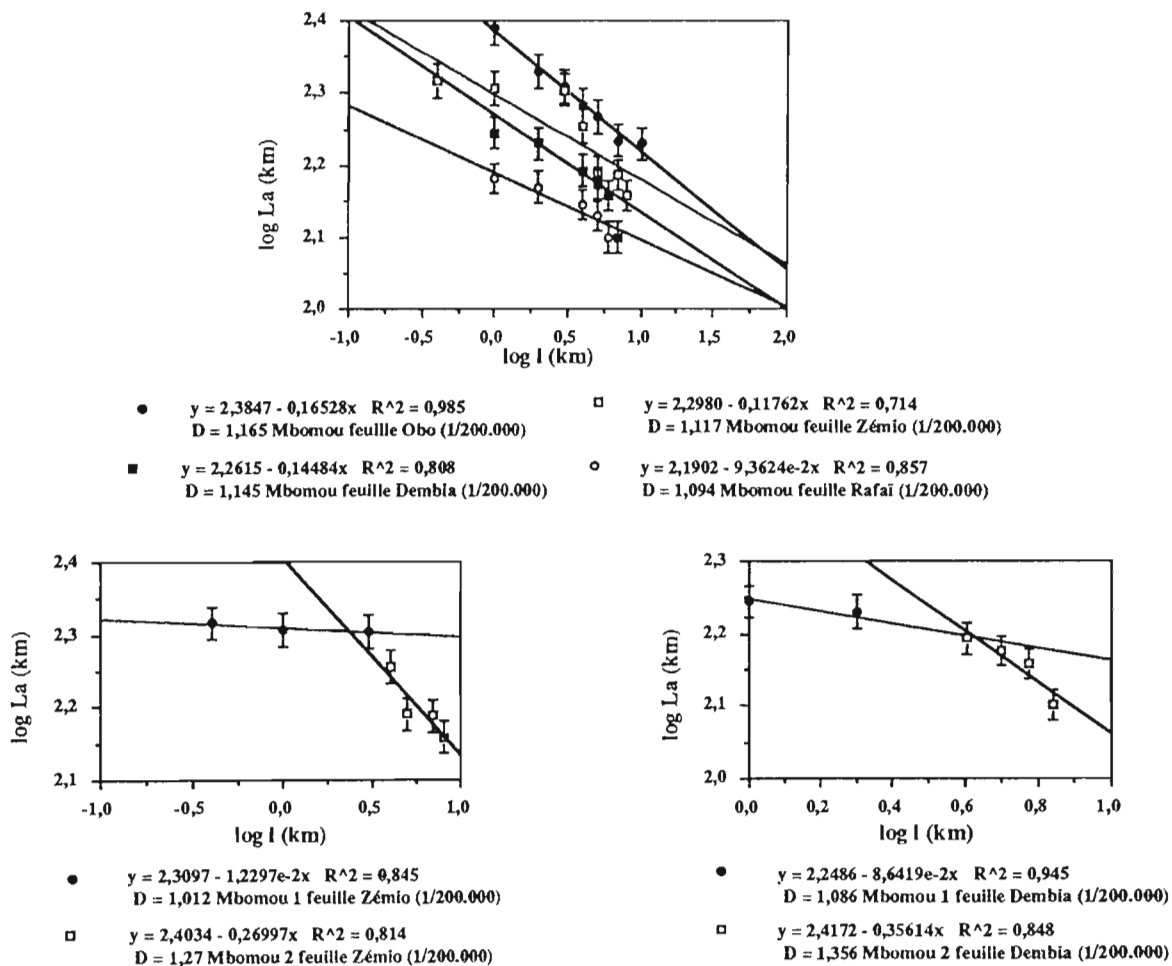


Figure. 24 - a - Variations de la dimension fractale du Mbomou, selon l'environnement naturel. **b -** Variations de la dimension fractale du Mbomou sur la feuille IGN au 1/200.000 de Zémio, selon le pas de mesure. **c -** Variations de la dimension fractale du Mbomou sur la feuille IGN au 1/200.000 de Dembia, selon le pas de mesure.

La même opération a été réalisée sur le cours de la Ouara, pour lequel on a considéré le cours supérieur (feuille Zémio) et le cours inférieur (feuille Dembia). La dimension fractale est plus forte pour le cours supérieur ($D = 1,37$) que pour le cours inférieur ($D = 1,22$) (Fig. 25). Or, le cours supérieur draine une région moins cuirassée que celle drainée par le cours inférieur, en relation avec la nature différente des roches

mères, puisque l'on passe d'un ensemble épimétamorphique à micaschistes et gneiss à l'amont à des amphibolites à l'aval.

Pour les cours d'eau adjacents du cours supérieur du Mbomou, les dimensions fractales restent du même ordre que celles calculées sur la carte à l'échelle de 1:1.000.000. Elles sont comprises entre 1,19 et 1,27 (fig. 25c).

Il apparaît ici que les cours d'eau qui ont été analysés par la méthode de RICHARDSON présentent des tracés dont le degré d'irrégularité mesuré par la dimension fractale est relativement faible, bien qu'ils apparaissent sinueux sur les cartes. De plus, le degré d'irrégularité est d'autant plus fort que l'échelle de mesure est petite. Néanmoins, on vient de le montrer pour la Ouara, un même cours d'eau peut présenter des différenciations dans son tracé.

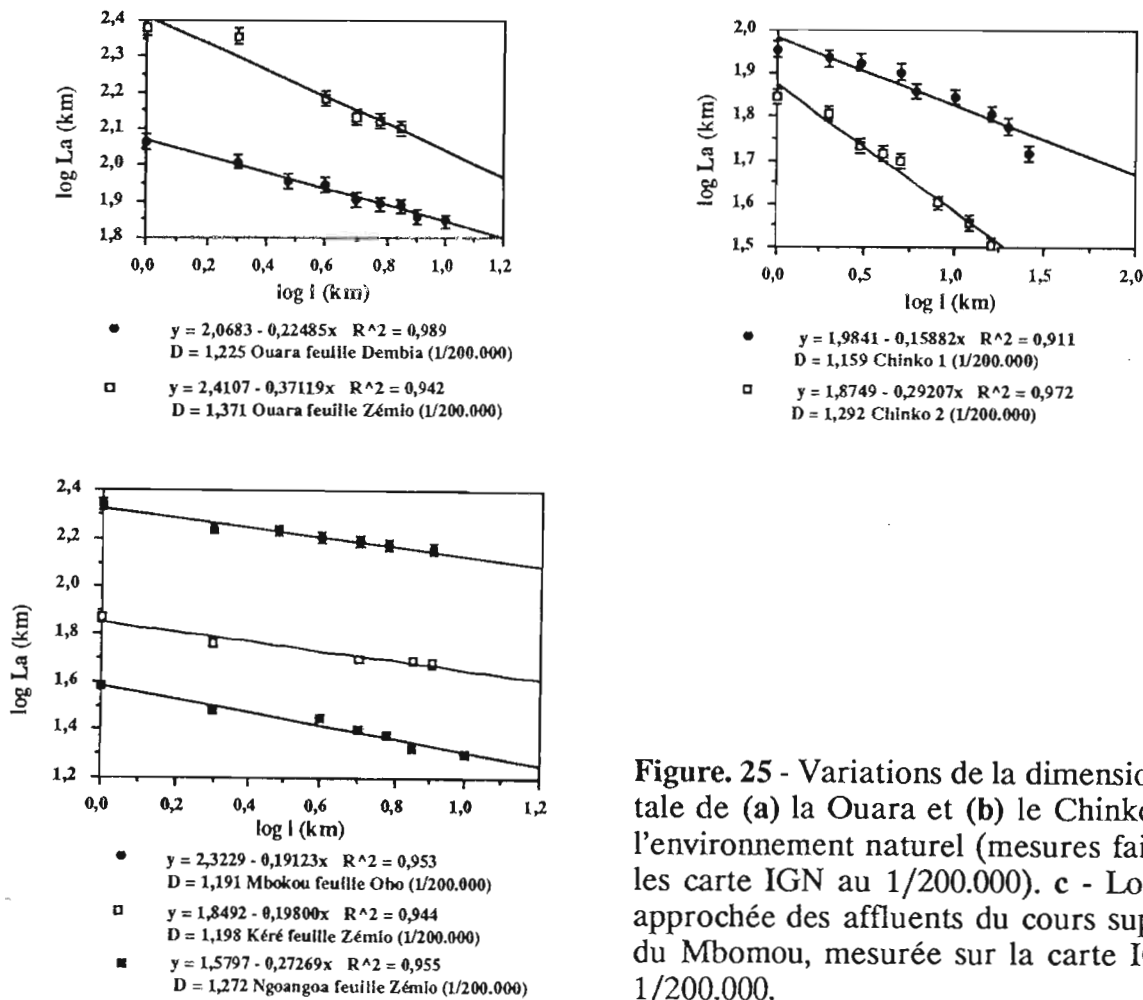
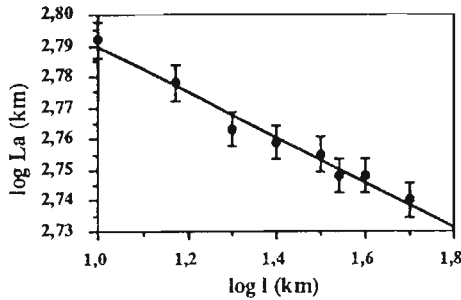


Figure. 25 - Variations de la dimension fractale de (a) la Ouara et (b) le Chinko selon l'environnement naturel (mesures faites sur les carte IGN au 1/200.000). c - Longueur approchée des affluents du cours supérieur du Mbomou, mesurée sur la carte IGN au 1/200.000.

C'est également le cas du Chinko dont on a mesuré l'irrégularité du cours sur la carte IGN au 1 : 200 000, depuis sa source jusqu'à son confluent avec le Vovodo, et depuis ce confluent jusqu'à la jonction avec le Mbomou à Rafai. Son cours supérieur apparaît plus irrégulier ($D = 1,29$) que son cours inférieur ($D = 1,16$) (Fig.25b). Or, le cours supérieur traverse des roches acides (quartzites, schistes, migmatites et grès...) peu cuirassées, alors que le cours inférieur draine plutôt des terrains latéritiques qui résultent de l'altération supergène des roches basiques du Complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou. Comme dans le cas de la Ouara, les différences de dimensions fractales si-

gnent les différences de nature des terrains traversés par le fleuve. Il semble aussi que la dimension fractale du cours d'eau soit d'autant plus importante que sa pente est plus forte (0,23 m/km pour le tronçon allant de la source au confluent avec le Vovodo contre 0,17 m/km pour le tronçon aval allant de ce confluent jusqu'à Rafai).

b - Analyse fractale des autres cours d'eau centrafricains



$$y = 2,8623 - 7,2744e-2x \quad R^2 = 0,978$$

$D = 1,973$ Oubangui (1/1.000.000)

Les autres cours d'eau centrafricains et parmi eux le plus important, l'Oubangui, ont été étudiés par la même méthode de mesure sur la même carte au 1:1.000.000. La dimension fractale du fleuve Oubangui est donnée dans la figure 26 ($D = 1,07$), à partir des données du tableau III.

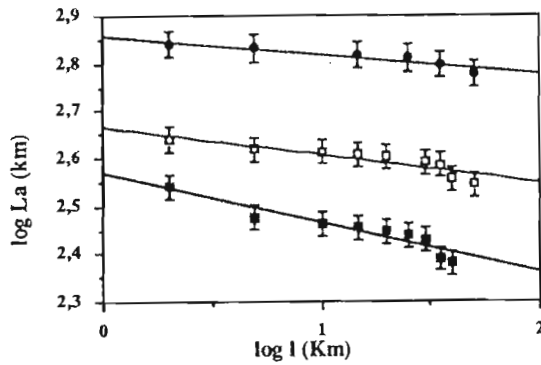
Figure. 26 - Longueur approchée du fleuve Oubangui, mesurée sur la carte oro-hydrographique au 1/1.000.000.

TABLEAU. III - Résultats de l'analyse fractale selon la méthode de RICHARDSON appliquée à l'Oubangui à l'échelle de 1 : 1.000.000 (l : pas de mesure ; n : nombre de pas ; La : longueur approchée).

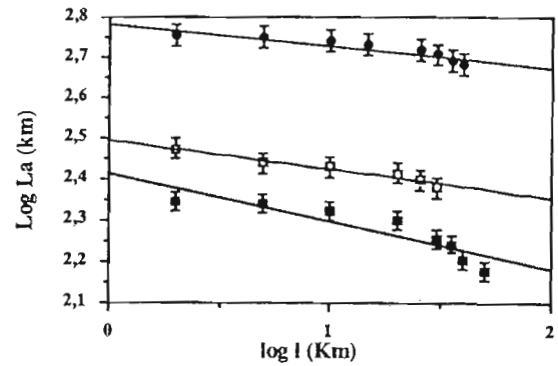
l (km)	n	La (km)	$\log l$	$\log La$
2	310	620	0,3	2,792
5	124	620	0,7	2,792
10	62	620	1	2,792
15	40	600	1,17	2,778
20	29	580	1,3	2,763
25	23	575	1,4	2,759
30	19	570	1,5	2,755
35	16	560	1,54	2,748
40	14	560	1,6	2,748
50	11	550	1,7	2,74

Pour les autres cours d'eau, que ce soit ceux de la partie centrale (Fig. 27a) ou occidentale du pays (Fig. 27b), affluents de l'Oubangui, ou encore ceux qui drainent la partie septentrionale du pays (Fig. 28a) vers la cuvette tchadienne, les dimensions fractales obtenues sont toutes comprises entre 1,04 et 1,12.

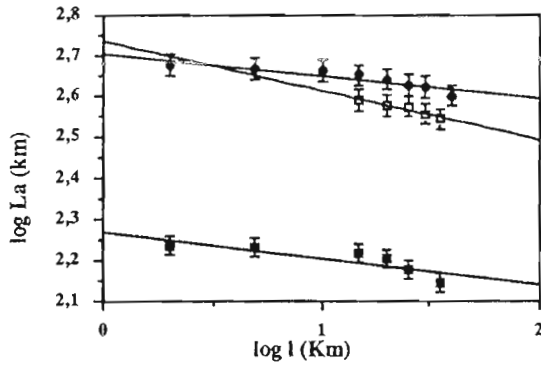
Là encore, la dimension fractale ne reste pas constante à toutes les échelles de mesure. C'est particulièrement le cas de la Pendé (Fig. 28b) dont la dimension fractale oscille entre 1,05 pour les pas de mesure inférieurs ou égal à 2 km et 1,31 pour ceux qui sont supérieurs à 2 km.



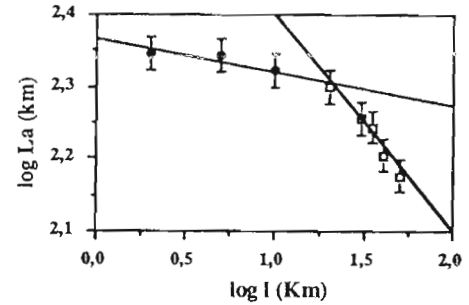
- $y = 2,8584 - 3,9420e-2x$ $R^2 = 0,864$
D = 1,039 Kotto (1/1.000.000)
- $y = 2,6649 - 5,8281e-2x$ $R^2 = 0,807$
D = 1,058 Ouaka (1/1.000.000)
- $y = 2,5672 - 0,10350x$ $R^2 = 0,894$
D = 1,103 Mbari (1/1.000.000)



- $y = 2,7837 - 5,3941e-2x$ $R^2 = 0,827$
D = 1,054 Ouham (1/1.000.000)
- $y = 2,4946 - 6,9734e-2x$ $R^2 = 0,937$
D = 1,07 Bahr Aouk (1/1.000.000)
- $y = 2,4128 - 0,11587x$ $R^2 = 0,805$
D = 1,116 La Pendé (1/1.000.000)



- $y = 2,7039 - 5,3106e-2x$ $R^2 = 0,833$
D = 1,053 Lobaye (1/1.000.000)
- $y = 2,7362 - 0,12163x$ $R^2 = 0,932$
D = 1,121 Mambéré (1/1.000.000)
- $y = 2,2668 - 6,1209e-2x$ $R^2 = 0,714$
D = 1,061 Sangha (1/1.000.000)



- $y = 2,3660 - 4,6667e-2x$ $R^2 = 0,890$
D = 1,046 La Pendé 1 (1/1.000.000)
- $y = 2,7136 - 0,31362x$ $R^2 = 0,965$
D = 1,313 La Pendé 2 (1/1.000.000)

Figure. 27 - Longueurs approchées des rivières (a) Kotto, Ouaka et Mbari, et (b) Lobaye, Mambéré et Sangha, mesurées sur la carte oro-hydrographique au 1/1.000.000.

Figure. 28 - a - Longueurs approchées des rivières Ouham, Bahr Aouk et Pendé, mesurées sur la carte oro-hydrographique au 1/1.000.000. b - Variation de la dimension fractale de la Pendé, selon le pas de mesure.

B - CONCLUSIONS

L'analyse dite fractale a permis d'évaluer le degré d'irrégularité du tracé des cours d'eau centrafricains. La similitude des dimensions dites fractales obtenues sur des cours d'eau différents quant à leur environnement géomorphoclimatique est due à l'homogénéité et à la constance des facteurs naturels responsables de l'irrégularité du tracé, tels que la tectonique et le climat. Cependant, on peut faire certaines remarques :

- Bien que les cours d'eau drainent des régions dont les roches mères sont de nature différente (acide ou basique), leurs dimensions fractales respectives sont en gros du même ordre. Néanmoins, il existe des différenciations le long d'un même cours d'eau, comme on l'a vu pour la Ouara ou le Chinko, et dans une moindre mesure pour le Mbomou. Les cours supérieurs de la Ouara ($D = 1,37$) et du Chinko ($D = 1,29$) drainent des roches métamorphiques plutôt acides de type gneiss, schistes ou quartzites, et présentent des dimensions fractales supérieures à celles des cours inférieurs ($D = 1,22$ pour la Ouara, et $D = 1,16$ pour le Chinko) qui traversent des terrains latéritiques dérivés de l'altération de roches basiques de type amphibolo-pyroxénites ou amphibolites. Les tracés de la Ouara et du Chinko sont plus irréguliers sur roches métamorphiques acides que basiques. Les roches basiques sont plus altérées et moins résistantes à l'érosion. Il en résulte que le tracé des cours qui drainent ce type de formation est moins irrégulier. Il semble que les différences de dimension fractales relevées pour ces deux cours d'eau signent des variations de roches mères. Par ailleurs, pour le cas du Chinko, la dimension est d'autant plus forte que la pente du cours d'eau est élevée. Dans ce cas, la dimension fractale décrit aussi les différenciations topographiques.

- Le réseau hydrographique centrafricain tel que l'on peut l'observer de nos jours est la résultante d'événements tectoniques passés qui ont conditionné sa mise en place sur l'ensemble du territoire. La position centrale du Centrafrique au coeur du continent africain lui assure une stabilité tant du point de vue tectonique que climatique depuis la période des grands bouleversements qui ont eu lieu à la fin du Crétacé (POPOFF, 1988), lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud.

- Ces résultats reflètent le degré d'évolution du réseau hydrographique qui est relativement jeune, en tous cas postérieur au développement des manteaux d'altération cuirassés puisqu'il les recoupe partout.

- Le tracé des cours d'eau étudiés n'en est pas moins fractal, et les dimensions calculées selon la méthode de RICHARDSON sont en bon accord avec la dimension fractale de ce type d'objets naturels (côtes, cours d'eau, limites entre des unités cartographiques ou pédologiques...) qui est toujours comprise entre 1 et 2 (1,25 pour la côte de la Bretagne : MANDELBROT, 1967).

- L'examen d'un même cours d'eau a montré que la dimension n'était pas constante à toutes les échelles de mesure. C'est le cas du Mbokou, du Chinko et de la Pendé, et dans une moindre mesure du Mbomou... Ce résultat suggère qu'une partie de leur tracé ait été plus marquée qu'une autre par les changements tectoniques et climatiques, en relation avec les différentes formations géologiques (roches mères, manteaux latéritiques..) traversées par l'ensemble du cours.

III - ANALYSE FRACTALE DES ACCIDENTS STRUCTURAUX ET DES LINEAMENTS

A - INTRODUCTION

Une démarche équivalente à celle qui a consisté à examiner le tracé hydrographique d'un point de vue fractal a été envisagée dans le cas des champs de fractures et linéaments mis en évidence par l'étude cartographique de BOULVERT sur photos aériennes, sachant que la distribution et la densité des fractures et linéaments est fonction de la nature lithologique des matériaux.

A titre d'exemple, la méthode de Cantor a déjà été utilisée pour décrire des phénomènes temporels ou linéaires tel que la fréquence des tremblements de terres (SMALLEY et al., 1987) ou celle des éruptions volcaniques (DUBOIS et CHEMINEE, 1988).

D'autre part, la majorité des travaux concernant l'étude de la distribution des fractures dans des matériaux rocheux s'accordent pour considérer ces objets comme des fractales naturelles (LA POINTE, 1988), et par conséquent les méthodes d'analyse fractale sont employées pour décrire le phénomène de fracturation (VELDE et al., 1990 ; TURCOTTE, 1986). Bien plus, elles permettent de modéliser de manière originale et élégante des systèmes dynamiques que sous tendent les observations.

La distribution des accidents structuraux et des linéaments relevés sur une carte est fractale (TURCOTTE, 1986 ; VELDE et al., 1990 ; OKUBO et AKI, 1987). Elle dépend au même titre que le tracé hydrographique de la nature et de la structure des roches du substratum géologique et de l'ampleur des phénomènes tectoniques qui sont intervenus. Les réseaux de fractures et de linéaments peuvent être ainsi plus ou moins denses, et peuvent présenter une ou plusieurs directions préférentielles, lesquelles sont par ailleurs empruntées par les cours d'eau du réseau hydrographique.

B - LA METHODE DE LA POUSSIERE DE CANTOR

La méthode de la poussière de Cantor est généralement employée pour mesurer la distribution et la densité des champs de fracture dans les roches (LA POINTE, 1988 ; VELDE et al., 1990 ; MERCERON et VELDE, 1991) ou sur une carte.

1 - Principe et définition de la méthode de Cantor

On décrit et définit ici le modèle triadique de la poussière de Cantor (MANDELROT, 1984).

Soit un intervalle $[0,1]$, dont on soustrait le tiers médian, les deux segments restants ayant chacun une longueur de $1/3$ (Fig. 29). En itérant cette opération à l'infini on obtient une poussière de Cantor. En somme, on est parti d'un objet initial qui était une droite de dimension topologique 1, que l'on a fragmenté en une infinité de morceaux. Cette fragmentation peut-être quantifiée par une dimension fractale (D) qui est la dimension de la poussière de Cantor.

Soit un nombre d'objet N_i de taille x_i obtenu par fragmentation d'ordre i . On a alors :

$$N_i = 1/x_i^D$$

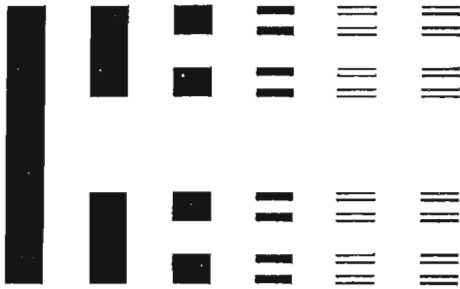
Dans l'exemple choisi ci-dessus : $N_i = 2$ et $x_i = 1/3$

$$\text{d'où : } D = -\log N_i / \log x_i = \log 2 / \log 3 = 0,6309 \quad (5)$$

Il existe une infinité d'ensemble de Cantor suivant N_i et x_i choisis.

BARRE DE CANTOR

Cette barre qui se pulvérise intersecte son axe le long d'une poussière de Cantor, ensemble si ténu qu'il n'y a pas moyen de l'illustrer directement.



$$D = \log_3 2 \sim 0,63$$

2 - Application à la mesure de la distribution des fractures dans les roches

L'hétérogénéité de la distribution des fractures dans les roches a été maintes fois relevée par les géologues à toutes les échelles d'observation. Les contraintes d'ordre tectonique peuvent être comprises par l'analyse statistique de la distribution des fractures produites en fonction de l'échelle et de la direction des observations.

Figure. 29 - Premières étapes de construction d'un ensemble triadique de Cantor ou poussière de Cantor (d'après MANDELBROT, 1984).

Par la méthode de Cantor on calcule la probabilité de trouver des fractures ou des linéaments sur une carte structurale dans un intervalle de mesure donné. La probabilité de trouver une zone de fractures ou de linéaments de taille donnée x est calculée par la relation (MANDELBROT, 1984):

$$P = x^{-D} \quad \text{où } D \text{ est la dimension fractale} \quad (6)$$

Des travaux récents ont démontré que la dimension fractale des réseaux de fractures pouvait varier avec la direction choisie pour la mesure (VELDE et al., 1990). Elle peut donc être reliée à une direction de contrainte tectonique, ou d'orientation préférentielle des formations géologiques lorsqu'il est question de linéaments.

La méthode de Cantor étant linéaire, elle permet de décrire les événements tectoniques en fonction des orientations des fractures (0-180°) comme il a été montré par VELDE et al., (1990), et par conséquent elle permet de rendre compte de l'anisotropie ou de l'isotropie de la distribution des fractures.

En pratique, l'analyse de Cantor se décompose en trois étapes.

- Le champ de fractures et linéaments est dessiné d'après l'étude des photos aériennes.

- Les fractures et linéaments sont comptabilisés à travers plusieurs grilles de mesure, en fonction du nombre d'unités de mesure qui intersectent au moins une fracture. La proportion des unités contenant une fracture (p) est définie par le rapport entre le nombre de fractures intersectées, et le nombre total d'unités de mesure pour l'ensemble de la grille. L'opération est effectuée dans deux directions, par exemple Est-Ouest et

Nord-Sud, et répétée ainsi autant de fois qu'il y a de grilles avec des unités de mesure (r) différentes. La limite de fiabilité de la méthode est atteinte quand p atteint 90%.

- $\log r / \log p$ est ensuite reporté sur un diagramme et indique s'il y a ou non une relation linéaire entre la proportion des unités de mesure contenant au moins une fracture ou un linéament et leur taille. Si c'est le cas, la distribution est fractale et sa dimension peut être aisément déterminée à partir de la pente (S) de la relation $\log r / \log p$. La pente est calculée à partir de la droite de régression linéaire par la méthode des moindres carrés des données ($R^2 > 97\%$). La pente (a) est reliée à la dimension fractale par l'équation :

$$a = 1 - D \text{ (D étant toujours compris entre 0 et 1) d'où } D = 1 - a.$$

Des pentes élevées et des dimensions faibles indiquent des événements successifs imbriqués les uns dans les autres et rapprochés dans le temps. En revanche, de faibles pentes et des dimensions élevées indiquent des événements plus espacés (MERCERON et al., 1991).

En pratique, on considère une grille de mesure donnée, contenant N_i unité de mesure de taille r_i . En superposant cette grille au champ de fracture, on peut compter le nombre n_i d'unités de mesure intersectant au moins une fracture ou un linéaments. La proportion d'unités de mesure intersectées p_i est alors égale à n_i/N_i . Pour la grille suivante on aura :

$$p_{i+1} = n_{i+1}/N_{i+1}$$

$$\text{or } p = r^{-D} \text{ d'où } D = -\log p / \log r$$

En répétant plusieurs fois l'opération avec des grilles de mesure différentes, on obtient à chaque fois une valeur de la dimension fractale. Si celle ci est constante, la distribution des fractures ou linéaments est self-similaire.

D'une manière générale on aura pour chaque nouvelle grille de mesure :

$$(p_{i+1}/p_i) = (r_{i+1}/r_i)^{-D} \text{ ou } D = -\log (p_{i+1}/p_i) / \log (r_{i+1}/r_i) \quad (7)$$

3 - Application de la méthode de Cantor aux cartes structurales de la région de Dembia-Zémio

Dans la région de Dembia-Zémio, on a étudié des réseaux de fractures et de linéaments sur des cartes dressées à l'échelle de 1:100 000, établies par télédétection à partir de photos aériennes à l'échelle du 1:50 000 (BOULVERT, 1989).

L'étude des cartes structurales établies par Y. BOULVERT (1989) dans la région de Dembia-Zémio a permis de différencier quatre zones (Fig. 30) en fonction de la densité des accidents (fractures) et des linéaments et de leur direction préférentielle. Les grandes directions structurales relevées dans la littérature sont N140-150 et N50-60 (BOULVERT, 1990).

Les secteurs étudiés correspondent à notre zone d'étude des cuirasses, où il est impossible d'identifier les roches mères du substratum. Or, selon leur nature, les roches se comportent différemment vis à vis des contraintes tectoniques. L'image des champs

de fractures et linéaments est donc fonction de la nature lithologique. L'analyse fractale de ces champs de fractures et linéaments doit par conséquent permettre de différencier des compartiments de nature lithologique différente.

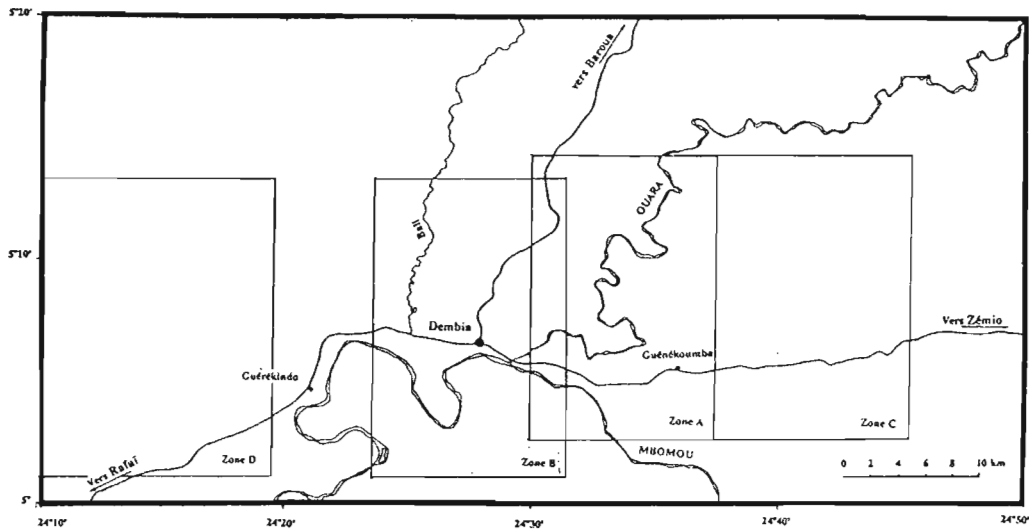


Figure. 30 - Localisation et superficie des zones présentant des linéaments et des fractures analysées par la méthode de la poussière de Cantor.

Seules les valeurs vérifiant l'équation (6) avec D compris entre 0 et 1 seront considérées dans les représentations graphiques d'équation $\log p = f(\log r)$.

La première zone (Zone A) recoupe le cours de la Ouara (Fig. 30). Elle couvre une surface de 300 km² (Fig. 31a et Tab. IV). Le nombre, la longueur totale, et la densité des linéaments et des fractures comptabilisés dans cette zone sont reportés dans le tableau IV. La dimension fractale de la population des accidents relevés dans la zone A (Tab. V) varie selon les deux directions de mesure (Est-Ouest, $D = 0,56$; Nord-Sud, $D = 0,45$) (Fig. 32a). Ces résultats montrent une certaine anisotropie dans la distribution des fractures et linéaments de cette zone, en relation avec l'existence de deux directions structurales principales mentionnées plus haut.

TABLEAU. IV - Caractères morpho-structuraux principaux de la région de Dembia-Zémio (N : nombre de fractures et linéaments ; S : surface des zones étudiées ; d_N : densité numérique des fractures et linéaments ; L_t : longueur totale des fractures et linéaments ; L_m : longueur moyenne ; d_L : densité linéaire ; D_f : dimension fractale).

Zone	N	S (km ²)	d_N (km ⁻²)	L_t (km)	L_m (km)	d_L (km ⁻¹)	D_f
A	162	300	0,54	272	1,68	0,91	0,56-0,45
B	210	325	0,65	367	1,75	1,13	0,54-0,46
C	100	310	0,32	210	2,1	0,68	0,46-0,37
D	299	399	0,75	440	1,47	1,1	0,49-0,46

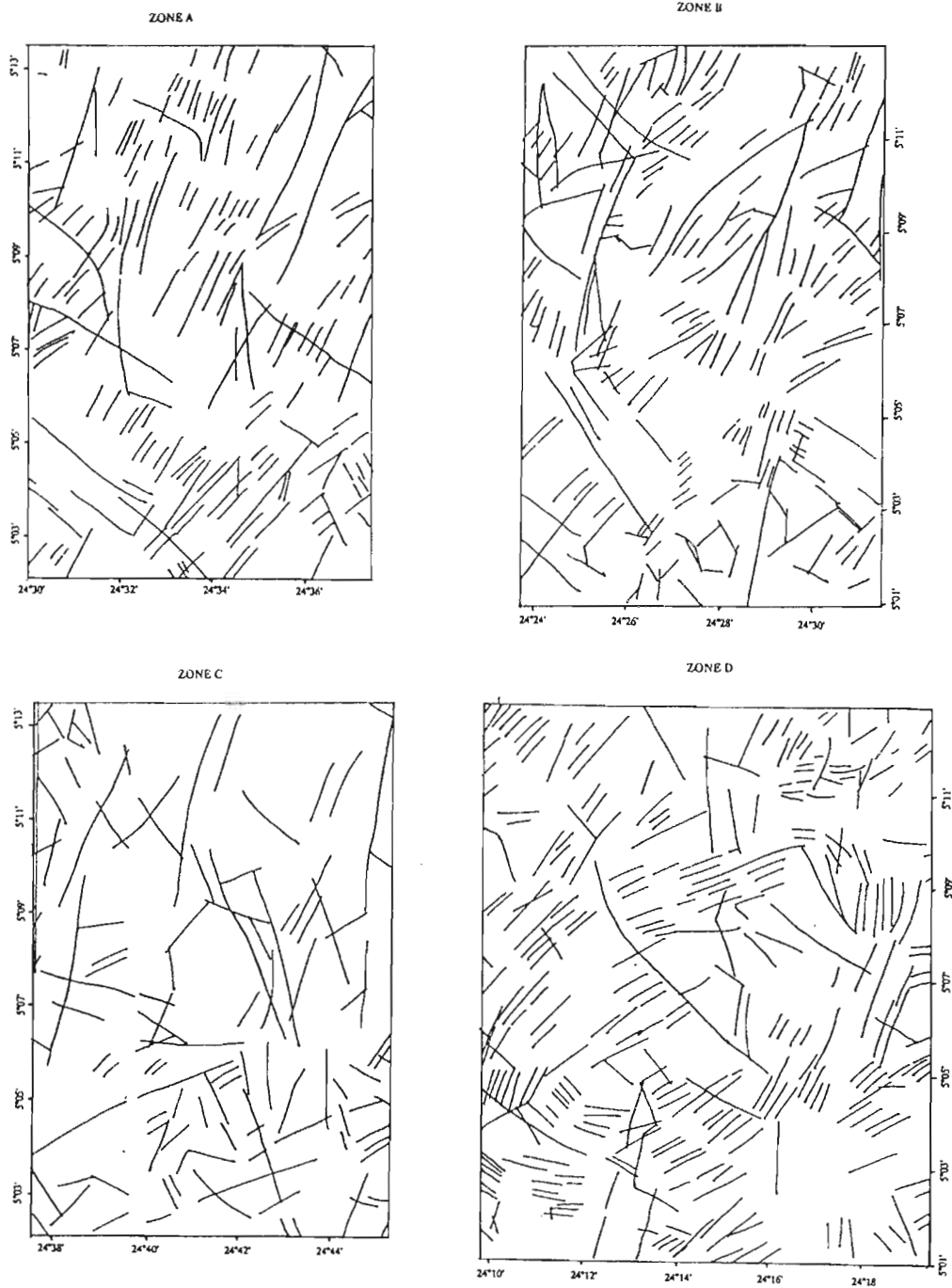


Figure. 31 - Distribution des fractures dans chaque zones analysées.

La seconde zone (Zone B) située à droite du cours de la Ouara (Fig. 30), en allant vers Rafaï à l'Ouest couvre une superficie de 325 km² (fig. 31b et Tab. IV). Là encore, la dimension fractale varie en fonction de la direction choisie pour la mesure. Elle est plus élevée dans le sens Est-Ouest ($D = 0.54$) que Nord-Sud ($D = 0.46$) (fig. 32b). On retrouve ici les mêmes dimensions fractales et la même anisotropie de distribution des éléments structuraux que dans la première zone (A).

TABLEAU. V - Distribution des fractures et linéaments dans la zone A, en fonction du pas de mesure et selon les deux directions EW et NS (r : pas de mesure (cm) ; N : nombre d'unités de mesure ; n : nombre d'unités de mesure intersectées par au moins une fracture ou un linéament ; p : n/N).

r	direction EW					direction NS		
	N	n	p	log r	log p	n	p	log p
0,5	1204	446	0,37	-0,30	-0,43	309	0,26	-0,59
0,7	620	293	0,47	-0,15	-0,33	219	0,35	-0,45
1	308	162	0,52	0,00	-0,28	133	0,43	-0,36
1,2	216	137	0,63	0,08	-0,20	103	0,48	-0,32
1,5	150	99	0,66	0,18	-0,18	81	0,54	-0,27
1,7	117	78	0,67	0,23	-0,17	69	0,59	-0,23
2	77	57	0,74	0,30	-0,13	54	0,70	-0,15
2,5	54	43	0,80	0,40	-0,10	38	0,70	-0,15
3,5	28	25	0,89	0,54	-0,05	23	0,82	-0,085

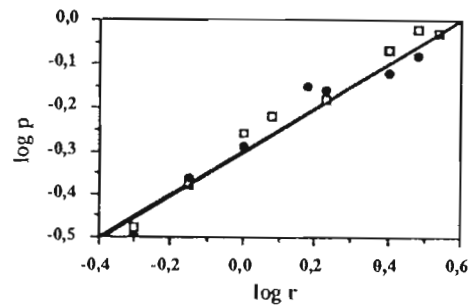
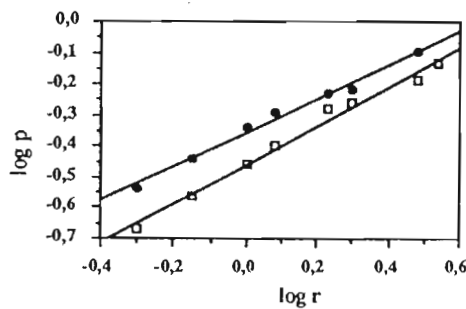
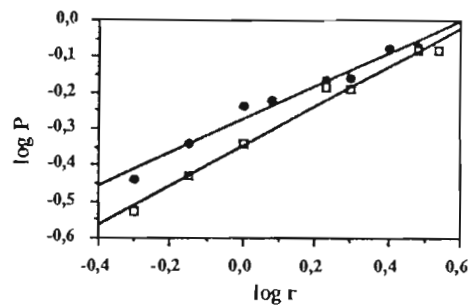
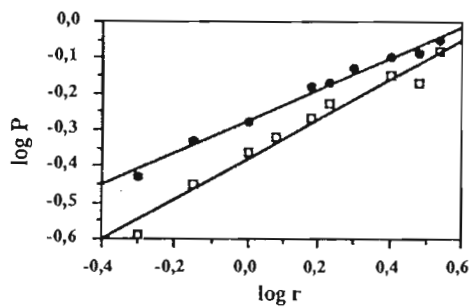


Figure. 32 - Résultats de l'analyse fractale par la méthode de la poussière de Cantor appliquée à la distribution des linéaments et des fractures selon deux directions orthogonales (E-O) et (N-S), pour les zones A (a), B (b), C (c) et D (d).

La troisième zone (Zone C) est située à l'Est de la zone A en allant vers Zémio (fig. 30). Ses caractères morpho-structuraux (fig. 31c) sont répertoriés dans le tableau IV. Les dimensions fractales obtenues à partir des données du tableau VI, sont sensiblement plus faibles que celles des deux premières zones, et quelque soit la direction de mesure (fig. 32c). Toutefois, la distribution des éléments structuraux de cette zone est anisotrope.

TABLEAU. VI - Distribution des fractures et linéaments dans la zone C, en fonction du pas de mesure et selon les deux directions EW et NS (r : pas de mesure (cm) ; N : nombre d'unités de mesure ; n : nombre d'unités de mesure intersectées par au moins une fracture ou un linéament ; p : n/N).

r	direction EW					direction NS		
	N	n	p	log r	log p	n	p	log p
0,5	1247	360	0,29	-0,30	-0,54	267	0,21	-0,67
0,7	651	235	0,36	-0,15	-0,44	179	0,27	-0,56
1	330	151	0,46	0,00	-0,34	115	0,35	-0,46
1,2	234	119	0,51	0,08	-0,29	92	0,39	-0,40
1,5	150	94	0,63	0,18	-0,20	75	0,50	-0,30
1,7	117	68	0,58	0,23	-0,23	61	0,52	-0,28
2	88	53	0,60	0,30	-0,22	48	0,54	-0,26
2,5	54	44	0,81	0,40	-0,09	38	0,70	-0,15
3	40	32	0,80	0,48	-0,10	26	0,65	-0,19
3,5	35	28	0,80	0,54	-0,10	26	0,74	-0,13

TABLEAU. VII - Distribution des fractures et linéaments dans la zone D, en fonction du pas de mesure et selon la direction de mesure (r : pas de mesure (km) ; N : nombre d'unités de mesure de la grille ; n : nombre d'unités de mesure intersectées par au moins une fracture ou un linéament ; p = n/N).

r	direction EW					direction NS		
	N	n	p	log r	log p	n	p	log p
0,5	1620	522	0,32	-0,3	-0,49	541	0,33	-0,48
0,7	832	365	0,44	-0,15	-0,36	344	0,41	-0,38
1	414	210	0,51	0	-0,29	226	0,54	-0,26
1,2	285	174	0,61	0,08	-0,21	170	0,6	-0,22
1,5	180	126	0,7	0,18	-0,15	130	0,72	-0,14
1,7	154	106	0,69	0,23	-0,16	102	0,66	-0,18
2	108	74	0,68	0,3	-0,16	90	0,83	-0,08
2,5	72	55	0,76	0,4	-0,12	61	0,85	-0,07
3	48	40	0,83	0,48	-0,08	46	0,96	-0,02
3,5	42	31	0,74	0,54	-0,13	39	0,93	-0,03

La quatrième zone (D) est située à l'ouest de la zone B en allant vers Rafaï (fig. 30). Elle couvre une superficie de 399 km², et c'est la plus fournie en éléments structu-

raux et en structures annulaires (fig. 31d et Tab. IV). Néanmoins, les dimensions fractales calculées selon les deux directions de mesure à partir des données du tableau VII sont du même ordre de grandeur (fig. 32d). La distribution des fractures et linéaments de cette zone est par conséquent isotrope.

IV - CONCLUSIONS

On a montré que les zones A et B présentaient les mêmes dimensions fractales selon les deux directions de mesures Est-Ouest et Nord-Sud, et la même anisotropie de distribution de fractures et linéaments. Il semble donc que l'une et l'autre reposent sur un même matériel parental, et qu'elles aient subi les mêmes contraintes tectoniques, qui ont été de toutes façons espacées dans le temps.

Les zones C et D, se différencient des deux premières par plusieurs caractères physiques. La zone C est la moins fournie en éléments structuraux et présentent des dimensions fractales les plus faibles, probablement à cause de la nature plus acide des roches mères. La distribution des fractures et des linéaments dans cette zone est anisotrope. Néanmoins, la variation relevée selon la direction de mesure peut s'expliquer par le petit nombre d'accidents structuraux et de linéaments rapporté à la surface totale de la zone (tabl. III) (MERCERON et VELDE, 1991).

En revanche, la zone D est plus riche en éléments structuraux, notamment en structures curvilignes, et ne présente pas d'anisotropie dans leur distribution. La dimension fractale mesurée selon la direction Nord-Sud, est égale à celle des zones A et B, qui sont également plus fracturée que la zone C. Cette similitude de résultats entre les trois zones A, B et D montre qu'elles se situent sur des roches mères semblables, homogènes et certainement de nature plus basique que celles de la zone C.

Deux grands évènements tectoniques ont généré des champs de fractures et de linéaments à la même période et avec la même intensité, puisque l'on trouve toujours et partout deux grandes directions d'orientations, qui sont ici décrites par deux dimensions fractales distinctes. Les différences enregistrées d'une zone à l'autre suggèrent l'existence de roches mères différentes.

Bien que ces résultats soient différents de ceux trouvés lors de l'étude fractale du tracé des cours d'eau, ils conduisent à des interprétations comparables, quant à la nature des roches. Dans le cas de l'analyse des fractures et linéaments, les dimensions fractales les plus grandes sont obtenues pour des roches mères présumées basiques, et les plus faibles pour les roches à caractère plus acides.

En revanche, lors de l'étude des cours d'eau, les dimensions les plus grandes reflétant une irrégularité des tracés plus importante, ont été trouvées pour des roches mères à caractère acide présentes sur les bassins amont du Mbomou, de la Ouara et du Chinko. Ces roches sont généralement moins altérées et moins cuirassées que les roches basiques largement distribuées dans les parties aval des bassins fluviaux (Mbomou, Ouara et Chinko). Le tracé des portions de cours d'eau qui traversent ces zones présente généralement des dimensions fractales faibles.

L'analyse fractale des cours d'eau et de la distribution des fractures et linéaments a permis de caractériser les objets étudiés par une dimension fractale qui varie selon la nature des formations géologiques concernées, mais aussi très certainement selon les fluctuations des paramètres climatiques et tectoniques.

CHAPITRE. 3

PETROLOGIE DE LA SEQUENCE DE PROFILS D'ALTERATION CUIRASSES DE GUENEKOUMBA

CHAP. 3 - PETROLOGIE DE LA SEQUENCE DES PROFILS D'ALTERATION CUIRASSES DE GUENÉKOUMBA

I - INTRODUCTION

Dans la région de Dembia-Zémio, en Centrafrique, 44 puits profonds ont été creusés à travers les cuirasses ferrugineuses et les horizons d'altération qu'elles surmontent. Les objectifs étaient les suivants : (1) suivre l'évolution pétrologique et géochimique depuis la base des profils jusqu'au sommet (ce chapitre) ; (2) préciser les mécanismes physico-chimiques mis en jeu lors de cette évolution grâce à l'étude cristallogénétique des minéraux et des assemblages minéralogiques (ce chapitre) ; (3) établir le bilan de l'érosion chimique résultant de l'altération des roches mères qui étaient jadis affleurantes et qui se situent aujourd'hui plusieurs mètres voire plusieurs dizaines de mètres sous la surface actuelle cuirassée (chapitre 3).

Une toposéquence de puits profonds a été étudiée près du village de Guénékoumba (fig. 33), d'un point de vue morphologique, pétrologique et géochimique. Elle recoupe un demi-interfluve depuis un haut-plateau jusqu'à un thalweg (fig. 33). Trois puits creusés sur les bas-plateaux ont également été étudiés. Aucun des puits creusés n'a permis d'observer les roches mères. Tous sont interrompus dans la nappe d'eau ou par des émanations de gaz carbonique.

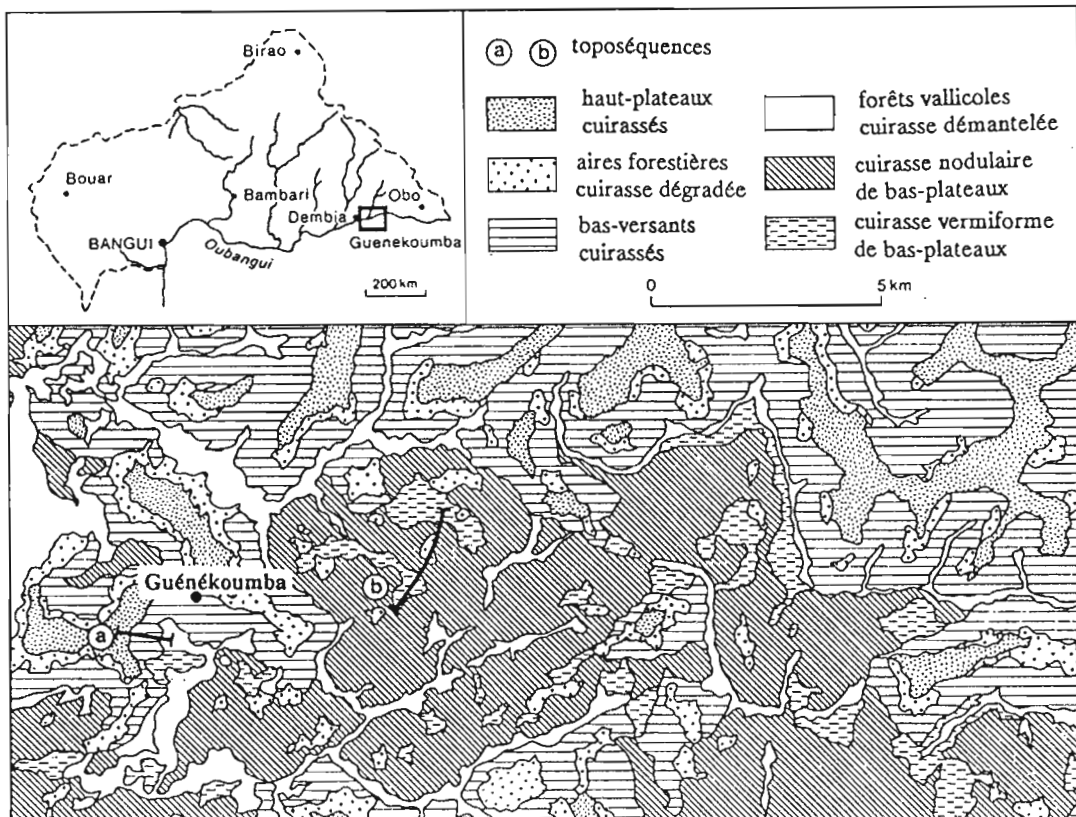


Figure. 33 - Localisation des toposéquences étudiées d'un point de vue pétrologique et géochimique dans la région de Dembia-Zémio, près du village de Guénékoumba.

Une étude pétrographique, minéralogique et géochimique plus générale des cuirasses latéritiques à l'échelle régionale (chapitre 7) a permis de prélever quelques

roches mères en "pierres volantes", ou plus rarement sur des affleurements à proximité des thalwegs. De plus, il a été possible de prélever et d'étudier deux échantillons de roche altérée, sur les tas de déblais d'un puits creusé par les villageois. L'ensemble de ces prélèvements permet de reconstituer une roche moyenne hypothétique roche de départ de l'altération.

II - LES ROCHES MERES

Les roches prélevées sont toutes de nature basique. Ce sont des metabasites et elles appartiennent au Complexe Amphibolo-pyroxénique du Mbomou. Trois roches représentatives ont été étudiées.

La première roche est une amphibolite schisteuse de couleur verte, à amphibole dominante, quartz, épidote, micas blancs et grenat almandin. Sa texture est porphyroblastique. On a également étudié une amphibolite schisteuse altérée prélevée dans un puits de village.

La seconde est une dolérite de couleur vert sombre à feldspaths plagioclases, amphiboles, épidote, quartz, biotite et ilménite assez abondante. Sa texture est lépidoblastique.

La troisième est une épidotite de couleur vert clair, à pistachite dominante, quartz, chlorite, actinote, calcite, et quelques sulfures, pyrite et chalcoppyrite. Sa texture est granoblastique.

A - LES MINERAUX PARENTAUX

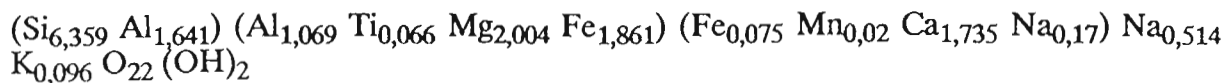
Les minéraux parentaux ont été observés au microscope photonique et analysés à la microsonde électronique. Les tableaux d'analyses sont présentés en annexe. Cependant, la formule structurale moyenne de chaque espèce minéralogique est donnée dans le texte.

1 - Les amphiboles

Ce sont les silicates les plus répandus dans les roches mères étudiées. Elles apparaissent soit en cristaux prismatiques, soit sous forme de baguettes allongées.

La grande majorité des amphiboles observées au microscope photonique appartient à la famille des hornblendes vertes. Dans l'ensemble, la plupart des amphiboles analysées à la microsonde électronique se situe entre les pôles hornblende, édénite, pargasite (fig. 34), certaines étant proches du pôle trémolite. D'un point de vue textural, deux types d'amphiboles ont été distinguées. Les premières sont de grande taille, les secondes sont plus petites et présentent des bordures en "dents de peigne". Les premières sont essentielles dans l'amphibolite schisteuse, tandis que les secondes sont plutôt bien représentées dans la dolérite. Cette distinction peut être rattachée à l'origine des minéraux : magmatique pour les premières, issues de l'ouraltisation de pyroxènes, complètement disparus aujourd'hui, pour les secondes.

Les analyses chimiques obtenues à la microsonde électronique sur des amphiboles d'origine magmatique (tabl. 3 en annexe (an.)), permettent d'écrire la formule structurale moyenne (base 23 Oxygènes) suivante :



D'après leur composition chimique ces amphiboles sont intermédiaires entre le pôle hornblende et le pôle magnésiohastingsite (fig. 35).

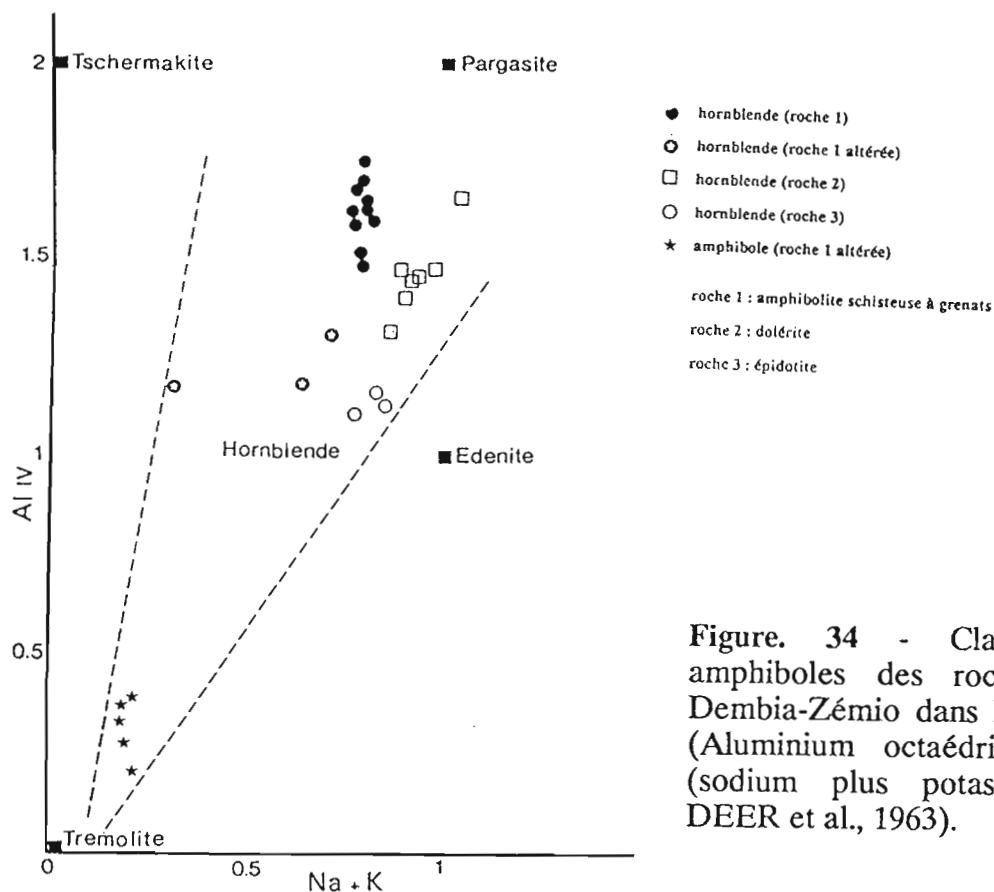
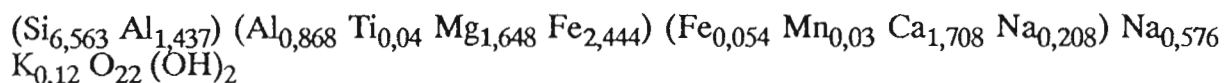


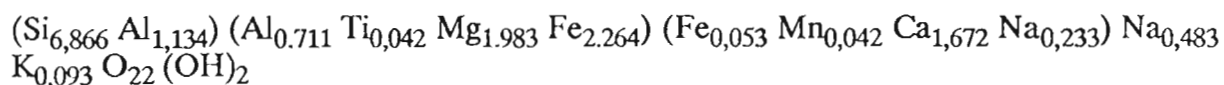
Figure. 34 - Classification des amphiboles des roches mères de Dembia-Zémio dans le système Al^{IV} (Aluminium octaédrique) - $\text{Na} + \text{K}$ (sodium plus potassium) (d'après DEER et al., 1963).

De même, d'après le tableau d'analyses des amphiboles provenant de l'ouralitisation des pyroxènes (tabl. 4, an.), on peut écrire la formule structurale suivante :



Par conséquent, ces amphiboles sont du type hornblende ferroedenitique (fig. 35).

D'autre part, la formule structurale moyenne obtenue à partir de 3 analyses d'amphiboles dans L'épidotite (tabl. 5, an.), s'écrit :

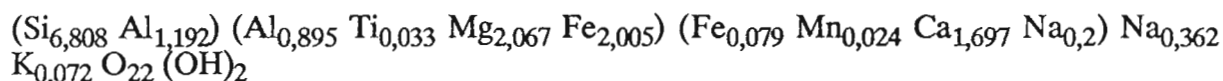


Cette formule indique que ces amphiboles sont intermédiaire entre le pôle édenite et le pôle hornblende. Ce sont des ferroedenites (fig. 35) ou des ferrohornblendes (fig. 36).

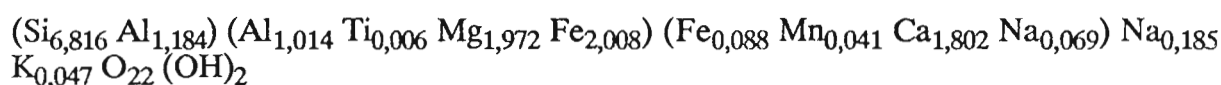
Les amphiboles d'origine magmatique de type hornblende-magnésiohastingsite sont plus alumineuses, plus magnésiennes, mais moins ferrifères que celles résultant de l'ouraltisation de pyroxènes et qui sont de type hornblende ferroédénitique.

Les analyses chimiques obtenues sur les différents types d'amphiboles montrent qu'elles sont toutes calciques. Les figures 35 et 36 permettent de bien les différencier.

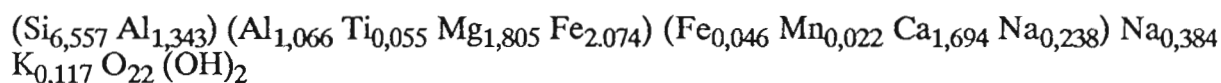
Une amphibolite schisteuse altérée a également été étudiée. D'après la nomenclature de LEAKE (1978), quatre types d'amphiboles sont analysées : une édénite, une ferro-hornblende, deux hornblendes ferro-édénitiques (tabl. 6, annexe), et des actinolites (tabl. 7, annexe). Leurs formules structurales respectives sont :



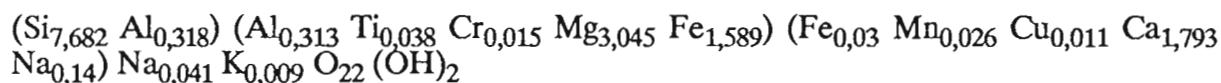
(pour l'édénite).



(pour la ferro-hornblende).



(pour les hornblendes ferro-édénitiques).



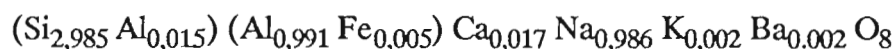
(pour les actinolites).

Les hornblendes ferro-édénitiques sont plus alumineuses que les trois autres types. Les actinolites sont les moins alumineuses, les moins ferrifères mais les plus magnésiennes (fig. 36). Elles renferment également un peu de chrome et de cuivre.

2 - Les plagioclases

Les plagioclases sont saussuritisés. ils forment de grandes plages dans la dolérite, alternant avec les amphiboles.

Leur formule structurale moyenne calculée sur la base de 8 Oxygènes a été obtenue à partir des analyses microchimiques du tableau 8, an.) :



De même, la formule moyenne des plagioclases d'une amphibolite schisteuse altérée (tabl. 9, an.) s'écrit :



Ces plagioclases sont à dominante albite.

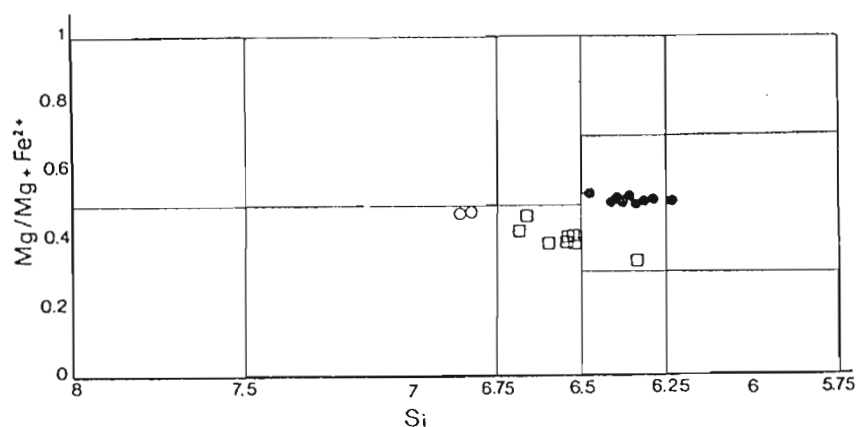


Figure. 35 - Identification des amphiboles d'après la classification de LEAKE (1978).

- hornblende (roche 1)
 - hornblende (roche 1 altérée)
 - hornblende (roche 2)
 - hornblende (roche 3)
 - ★ amphibole (roche 1 altérée)
- roche 1 : amphibolite schisteuse à grenats
 roche 2 : dolérite
 roche 3 : épidotite

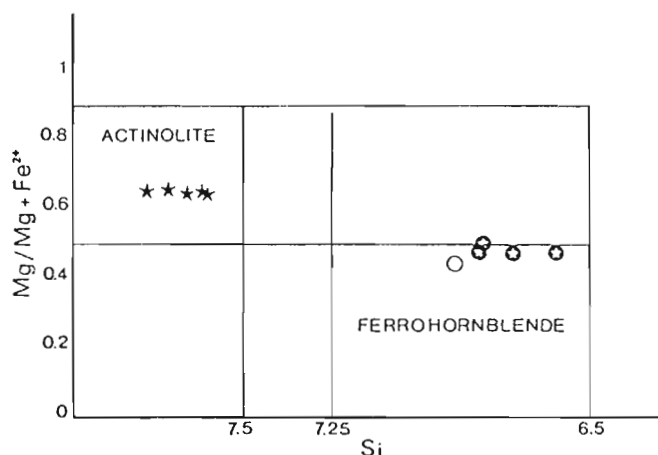


Figure. 36 - Identification des amphiboles d'après la classification de LEAKE (1978).

3 - Les épidotes

Les épidotes sont des minéraux ubiquistes dans les roches étudiées. On a distingué des pistachites dans l'épidotite, des épidotes en cristaux automorphes zonés ou non dans l'amphibolite schisteuse et des épidotes de saussuritisation des plagioclases ou zoïsites dans la dolérite. Les épidotes automorphes cristallisent entre les grains de quartz et d'amphibole. Quant aux épidotes zonées, elles recoupent les assemblages micas-chlorites dans l'amphibolite schisteuse altérée.

Les analyses microchimiques obtenues sur les pistachites (tabl. 10, an.), permettent de calculer sur la base de 12,5 Oxygènes leur formule structurale moyenne :



$$\text{avec PS} = (\text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{2+}) / (\text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{3+} + \text{Al}^{3+}) = 0,28$$

Les analyses microchimiques obtenues sur les épidotes automorphes non zonées de l'amphibolite schisteuse (tabl. 11, an.), permettent de calculer la formule structurale moyenne suivante :



$$\text{avec PS} = 0,18$$

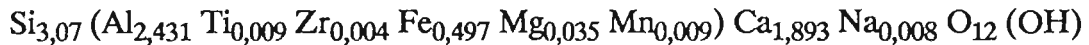
Les analyses chimiques concernant les zoïsites de saussuritisation des plagioclases

clases dans la dolérite (tabl. 12, an.) permettent d'écrire la formule structurale moyenne suivante :



avec PS = 0,21

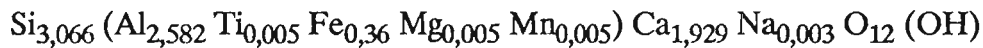
Les analyses obtenues sur les épidotes zonées sont données dans le tableau 13 (an.). De la périphérie d'un cristal vers son centre, le fer augmente, alors que l'aluminium et le magnésium diminuent. En moyenne, on peut écrire la formule structurale suivante :



avec PS = 0,17

D'une manière générale, les pistachites sont plus ferrifères, plus riches en calcium et moins alumineuses que les épidotes.

Des épidotes encore saines ont également été analysées dans les premiers stades d'altération d'une amphibolite schisteuse (tabl. 14, an.). Ce sont des zoïsites de saussurisation des plagioclases sodiques. Leur formule structurale moyenne est la suivante :



avec PS = 0,12

L'analyse chimique d'épidotes automorphes (tabl. 15, an.) dans les mêmes faciès d'altération permet d'écrire la formule moyenne suivante:

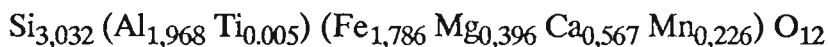


avec PS = 0,17

4 - Les grenats

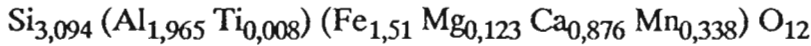
Les grenats se présentent dans les amphibolites schisteuses en cristaux automorphes de forme hexagonale, de 2 à 3 mm (porphyroblastes). Ils sont craquelés et renferment souvent des grains de quartz et d'épidote en inclusions. Ils recourent l'assemblage amphibole-quartz.

Les grenats analysés ont une composition chimique intermédiaire entre l'almandin (60%), le grossulaire (19%), le pyrope (13%) et la spessartite (8%) (tabl. 16, an.). Leur formule structurale moyenne calculée sur la base de 12 Oxygènes s'écrit :



Des grenats ont aussi été analysés dans une amphibolite schisteuse altérée. Ils sont partiellement ferruginisés (cloisons goethitiques). Leur composition diffère sensiblement de celle des précédents (tabl. 17, an.). Ils sont plus riches en calcium (31% grossulaire) et en manganèse (12% spessartite) dans une moindre mesure. En revanche, ils sont appauvris en fer (53% almandin) et en magnésium (4% pyrope), et sont relati-

vement plus alumineux que les grenats de l'amphibolite schisteuse saine (fig. 37). Leur formule structurale moyenne peut néanmoins s'écrire :



Lors de leur altération, les grenats perdent du fer et du magnésium, et s'enrichissent relativement en calcium et en manganèse. Nahon et al., (1984) ont montré que les grenats les plus riches en fer étaient aussi les plus riches en magnésium. Lors de l'altération, le fer et le magnésium ont le même comportement géochimique vis à vis des autres éléments comme l'aluminium par exemple.

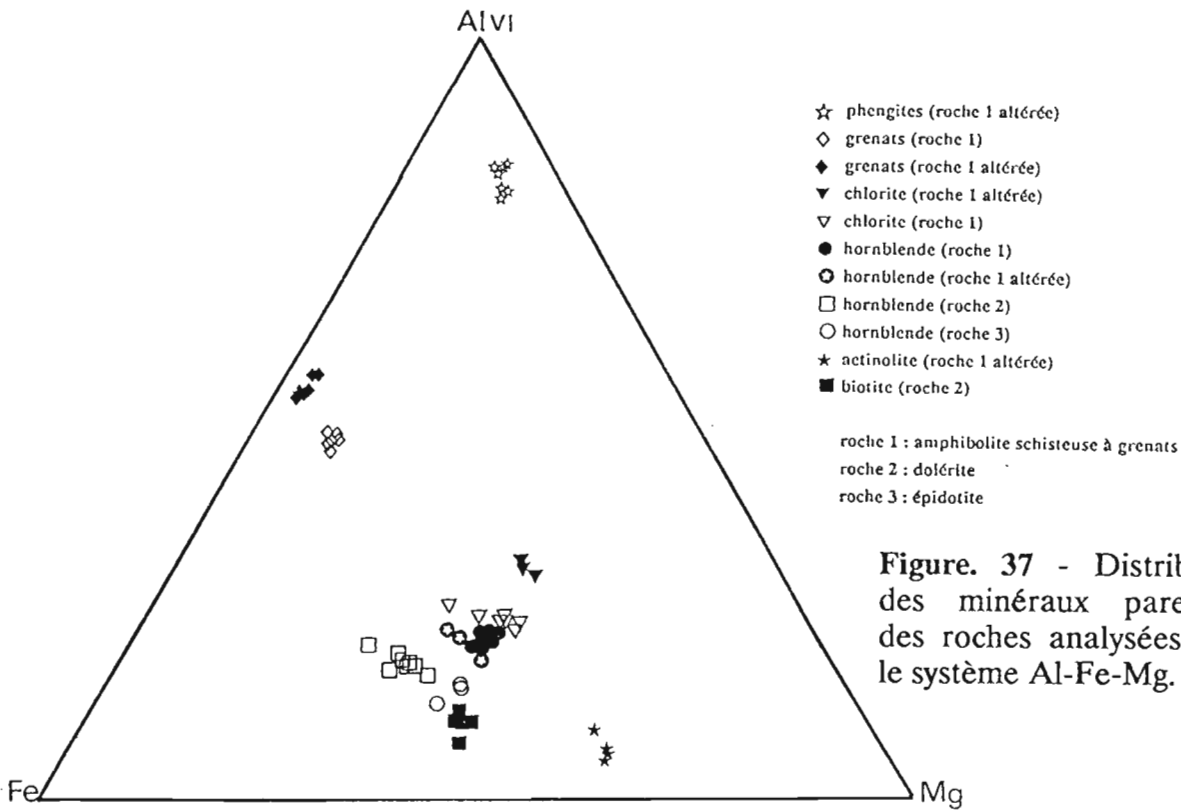
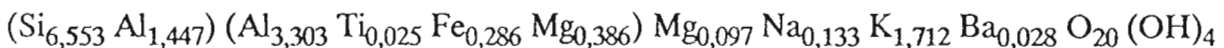


Figure. 37 - Distribution des minéraux parentaux des roches analysées dans le système Al-Fe-Mg.

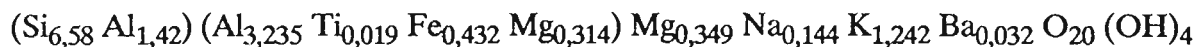
5 - Les micas blancs de type phengite

Les micas blancs sont nombreux dans l'amphibolite schisteuse. Ils se présentent en lattes de taille comprise entre 50 et 150 μm . Leurs teintes de polarisation sont souvent modifiées, en raison d'une certaine hydratation des feuillets (illitisation). De plus, on a pu observer au microscope photonique la chloritisation partielle ou complète de certains micas.

Leur composition chimique obtenue à la microsonde électronique (tabl. 18, an.), permet de les classer parmi les phengites dont la formule structurale moyenne calculée sur une base de 22 Oxygènes s'écrit :



La formule structurale des micas chloritisés est la suivante :

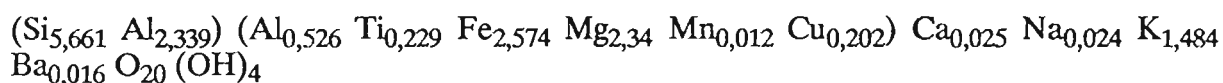


L'altération des micas se traduit donc par une perte de potassium et un enrichissement en fer octaédrique et en magnésium interfoliaire. Ceci s'accorde bien avec les observations au microscope.

6 - Les biotites

Les biotites sont rares dans les roches mères étudiées. Quelques-unes ont été identifiées sous le microscope. Elles ont la morphologie caractéristique des micas en lattes, mais sont plus trapues que les micas blancs. Elles sont généralement pseudomorphosées par la chlorite.

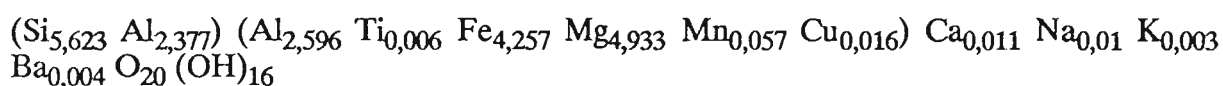
Leur formule structurale moyenne calculée à partir des analyses microchimiques (tabl. 19, an.) est:



7 - Les chlorites

Les chlorites sont ubiquistes dans les roches mères étudiées. Elles proviennent généralement de l'altération des micas dans les amphibolites schisteuses et des amphiboles dans l'épidotite. Elles présentent une morphologie en lattes flexueuses, souvent à croissance radiale, formant des paquets, caractéristiques de ces phyllosilicates.

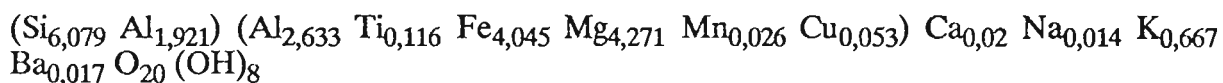
Les chlorites de l'épidotite ont été analysées à la microsonde électronique (tabl. 22, an.). Leur formule structurale moyenne calculée sur une base de 28 oxygènes est la suivante :



$$\text{avec } X\text{Fe} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}) = 0,47$$

Dans la classification de FOSTER (1962), il s'agit d'une brunsvigite.

D'autres, on l'a vu, peuvent provenir de l'altération pseudomorphique des biotites. Les analyses microchimiques obtenues permettent d'écrire leur formule structurale moyenne suivante :

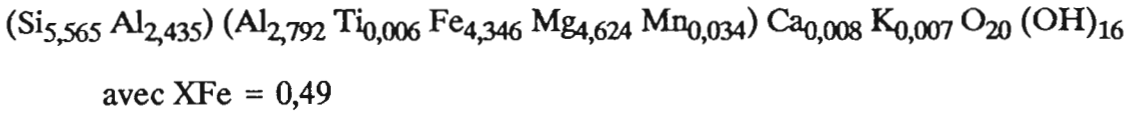


$$\text{avec } X\text{Fe} = 0,48$$

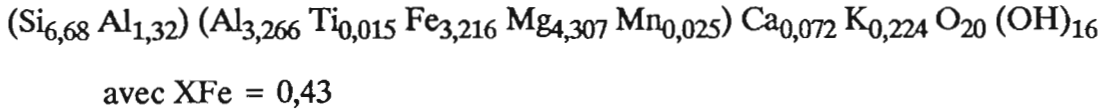
Elles renferment un peu de potassium et de barium et sont très légèrement plus riches en aluminium octaédrique et moins riches en magnésium que les précédentes (fig. 37).

A la base des profils d'altération, dans la zone de cémentation (MILLOT, 1964), elles perdurent, mais beaucoup sont en voie d'altération par la kaolinite.

La formule moyenne des chlorites saines de type brunsvigite (FOSTER, 1962) (tabl. 20, an.) est la suivante :



Les chlorites d'altération des micas (tabl. 21, an.) ont la formule moyenne suivante :



D'une manière générale, les chlorites d'altération des micas sont moins ferrifères et moins magnésiennes (fig. 37), mais plus siliceuses que les chlorites primaires de l'assemblage "épidote-chlorite". Ce sont des diabantites (FOSTER, 1962).

III - PETROGRAPHIE ET PETROLOGIE DE LA SEQUENCE DE GUENÉKOUMBA

Trois systèmes cuirassés ont été distingués selon leur situation géomorphologique, sur des hauts-plateaux, des versants et des bas-plateaux (BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988). L'étude pétrographique des profils d'altération implantés sur les trois systèmes permet de distinguer 8 horizons qui sont d'épaisseur variable d'un profil à un autre (fig. 38).

De la base au sommet des différents profils on a décrit :

- un horizon de saprolite fine ou lithomarge (horizon I) ;
- un horizon d'argile tachetée (horizon II) ;
- un horizon nodulaire meuble (horizon III) ;
- une carapace ferrugineuse vermiforme (horizon IV) ;
- une cuirasse ferrugineuse vermiforme (horizon V) ;
- une cuirasse nodulaire à protopisolitique (horizon VI) ;
- une cuirasse paranodulaire à massive (horizon VII) ;
- un horizon caillouteux ferrugineux de surface (horizon VIII).

En ce qui concerne, les termes par lesquels sont définies les cuirasses, on adopte la nomenclature de TARDY (1992).

Les taux de substitution en aluminium dans les goethites et les hématites, de même que la dimension de leur domaine de cohérence ont été estimés par diverses méthodes expliquées en annexe.

A - LE SYSTEME CUIRASSE DES HAUT-PLATEAUX

Les hauts-plateaux sont les reliefs dominants du paysage. Ils sont généralement cuirassés et abritent des profils d'altération épais qui sont composés de bas en haut par : un horizon d'argile tachetée immergé ; un horizon nodulaire meuble ; une cuirasse paranodulaire à massive (fig. 38).

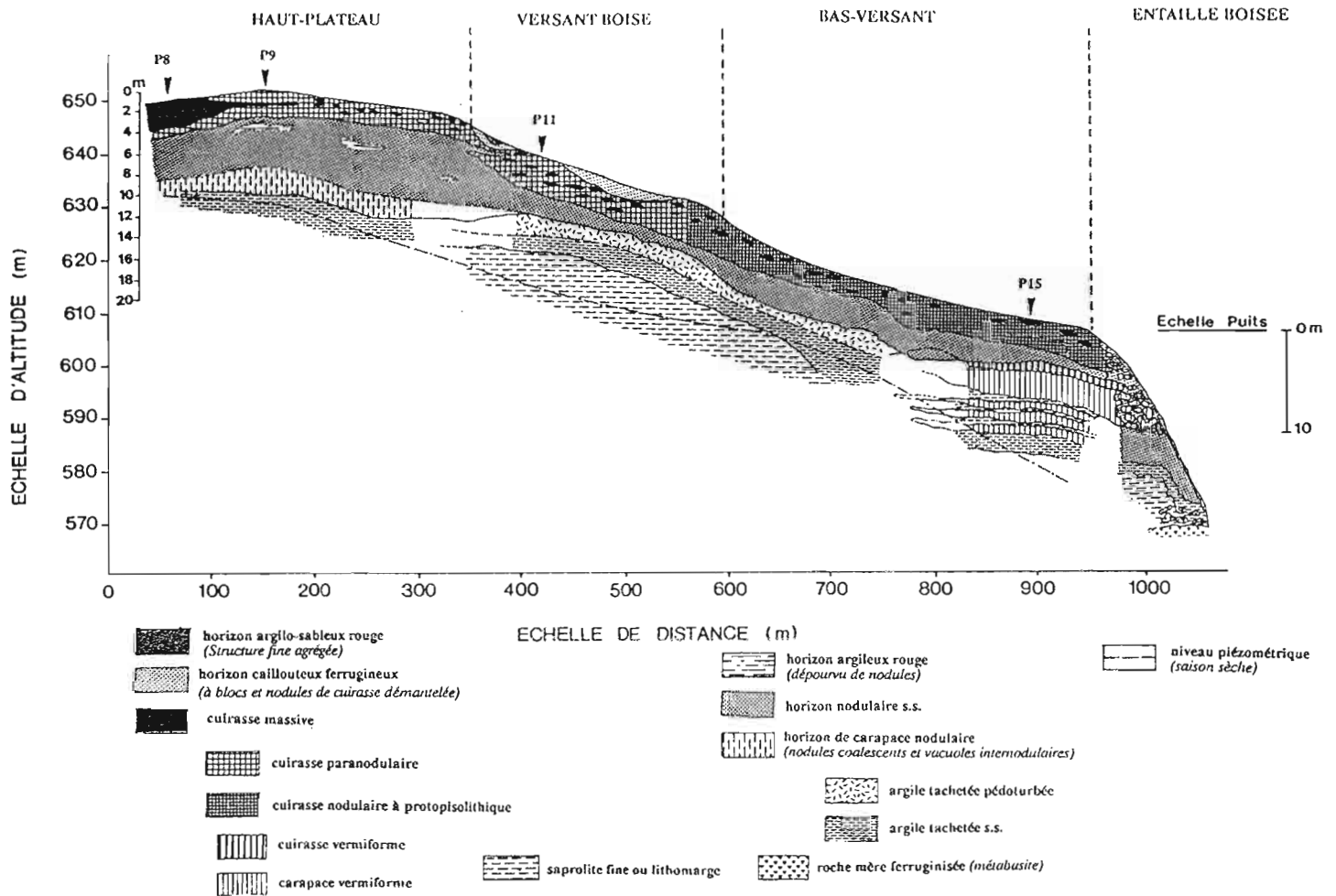


Figure. 38 - Distribution et relations spatiales entre les principaux faciès pétrographiques dans la toposéquence de Guénékoumba.

1 - Etude pétrographique macroscopique des profils d'altération du haut-plateau

a - L'horizon nodulaire meuble

L'horizon nodulaire meuble est présent dans tous les profils d'altération du haut-plateau. Son épaisseur est comprise entre 5 et 7 m (fig. 38). Il est constitué d'une matrice argilo-sableuse rouge non indurée, finement agrégée (agrégats de 3-4 mm) emballant des nodules ferrugineux indurés, de taille centimétrique.

A la base de l'horizon, les nodules de forme allongée (petites plaquettes disposées subhorizontalement) sont souvent coalescents. Néanmoins, ils laissent entre eux des vides centimétriques tapissés de cutanes bruns de goethite. Cet assemblage constitue finalement des domaines décimétriques de carapace à structure nodulaire. Par ailleurs, la périphérie des nodules polyédriques est souvent marquée d'un cortex brun goethitique alors que la partie centrale est constituée d'une matrice indurée rouge-violacé plutôt hématitique. Des domaines centimétriques à pluricentimétriques de couleur violacée peuvent s'individualiser dans le fond de cette matrice. Ils présentent généralement la structure schisteuse finement litée héritée de la roche mère. On les décrira par la suite sous le terme de nodules "lithomorphes".

Dans la partie supérieure de l'horizon, les nodules allongés, rouge-violacé à la cassure, montrent une structure schisteuse finement litée. Certains peuvent être de forme

polyédrique avec des arêtes irrégulières et émoussées. On les décrira par la suite sous le terme de nodules argilomorphes au sens de NAHON (1976). De nombreux nodules présentent une frange périnodulaire jaune. Localement, on a pu observer des domaines de taille pluridécimétrique très argileux et dépourvus de nodules (fig. 38). La transition avec l'horizon de cuirasse se fait sur 20 à 30 cm.

b - la cuirasse ferrugineuse paranodulaire ou massive

La cuirasse ferrugineuse des profils d'altération du haut-plateau présente une structure paranodulaire (fig. 39) selon la nomenclature de TARDY (1991) ou parfois massive (fig. 40) (BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988 ; BEAUVAIS, 1989). Son épaisseur est comprise entre 1 m sur le bord du plateau et 3,5 m au centre (fig. 38). Elle est constituée d'une matrice ferrugineuse violacée très indurée, qui peut être parcourue de petites vacuoles millimétriques remplies d'un matériau blanc argileux mat (kaolinite) parfois brillant (gibbsite).

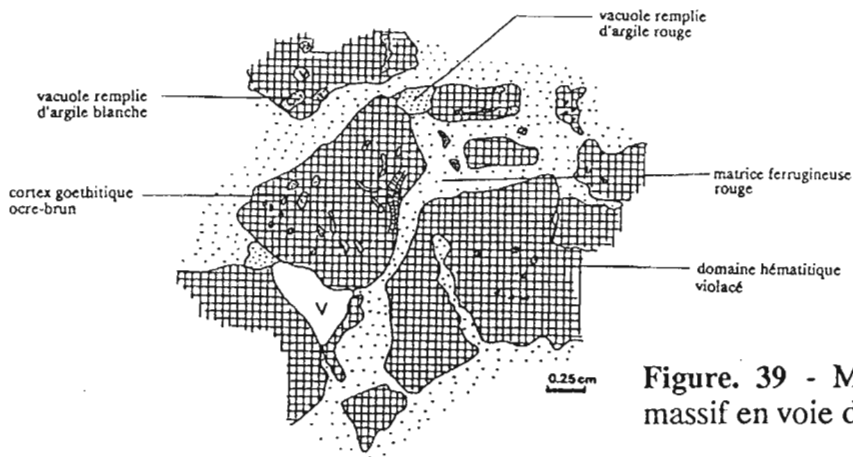


Figure. 39 - Macromorphologie du faciès massif en voie de dégradation.

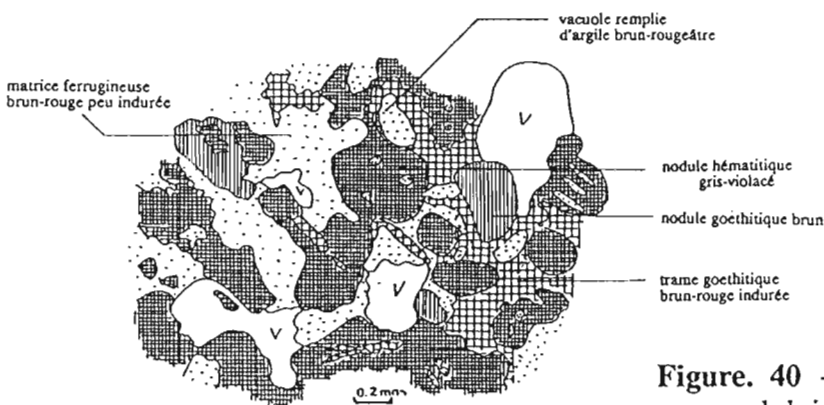


Figure. 40 - Macromorphologie du faciès paranodulaire en voie de dégradation.

Au sommet des profils, des trames brunes goéthitiques peuvent recouper cet assemblage, jusqu'à former des cuirasses à faciès protopisolitique formés de nodules de taille centimétrique, bordés d'un cerne brun de taille millimétrique. Dans les faciès les plus massifs, des cristallisations d'oxydes de fer noir à éclat métallique (hématite) s'individualisent.

D'une manière générale : la base des horizons cuirassés étudiés est plutôt constituée d'une cuirasse paranodulaire à nodules mal individualisés laissant entre eux des vacuoles de taille millimétrique ; la partie médiane de l'horizon apparaît massive dans la plupart des profils ; le sommet de l'horizon présente une cuirasse protopisolitique avec

des nodules à cernes bruns périphériques, qui alimentent l'horizon caillouteux sus-jacent.

2 - Etude pétrologique à l'échelle microscopique des profils d'altération du haut-plateau

Les faciès pétrographiques principaux des profils d'altération du haut-plateau ont été étudiés pétrologiquement au microscope photonique et électronique à balayage. Les différentes paragenèses minérales ont été analysées par diffraction des rayons X et par microsonde électronique. Les tableaux d'analyses chimiques figurent en annexe.

a - L'horizon nodulaire meuble

l'horizon nodulaire montre un assemblage général de type agglomératif selon la classification de BREWER (1964). La matrice meuble finement agrégée apparaît sous la forme d'un plasma aséptique rouge ponctué de petits domaines rouge-jaunâtre maséptiques.



H : domaine nodulaire à hématite aux bordures chagrinées
m : plasma argiloferreux de la matrice internodulaire
r : plasma ferrugineux micronodulaire rouge
o : plasma argiloferreux micronodulaire ocre
a : argilane
G : plasma ferrugineux secondaire à goéthite
Gi : gibbsite
V : vide

La structure de la matrice est micronodulaire à plasmas rouges et jaunes (fig. 41). Elle est constituée d'environ 18% de kaolinite, 44% de gibbsite et 38% de goéthite, dont le taux de substitution estimé par diverses méthodes (tabl. IX), varie de 13 à 20 % moles d'AlO(OH).

Par ailleurs, cette matrice est riche en TiO_2 (1,50%) et contient un peu de phosphore (0,14%) et de cuivre (0,10%) (tabl. X). Elle est enrichie en alumine par rapport aux plasmas ferrugineux des nodules qu'elle emballe (fig. 42).

Figure. 41 - Transformation des nodules hématitiques et de la matrice micronodulaire rouge au cours du processus d'hydratation dans l'horizon nodulaire meuble d'un profil du haut-plateau.

La richesse en alumine de la matrice se traduit par la cristallisation de gibbsite dans les vacuoles (fig. 41) par accumulation absolue d'aluminium (*Pl. I- 1*), ou par dissolution congruente de la kaolinite dans les plasmas d'altération (*Pl. I- 2*). On retrouve là les habitus observés et décrits dans des profils du Cameroun par MULLER (1987).

TABLEAU. IX - Estimation du taux de substitution en % AlO(OH) calculé d'après la loi de Végard et les méthodes de Schulze (1982) à partir des données de diffraction RX obtenues pour la goéthite de la matrice internodulaire.

méthode	Loi de Végard		Schulze	
	$d_{(110)}$	$d_{(111)}$	axe c	$d_{(111)}$
% AlO(OH)	20,5	16,3	13,4	18,8

Les nodules allongés sont constitués de nombreux "accordéons" de kaolinite baignant dans un plasma d'altération rouge hématitique tacheté de domaines ocre (fig. 43). Les "accordéons" de kaolinite apparaissent en voie de ferruginisation sous le microscope photonique (fig. 43). Cependant, dans tous les cas observés au microscope électronique à balayage, il apparaît que l'hématite n'épigénise pas la kaolinite quels que soient les habitus, mais se développe plutôt par épitaxie sur les faces (001) parallèlement à l'axe c d'empilement des feuillets de kaolinite en "accordéons" (*Pl. I- 3*), ou encore sous forme de "dragées" en épitaxie sur les faces (hk0) (*Pl. I- 4*).

TABLEAU. X - Composition chimique moyenne (1) des plasmas d'altération de la matrice argilo-ferrugineuse internodulaire, (2) des kaolinites et (3) des hématites des "accordéons" de kaolinite dans les nodules lithomorphes, et (4) des goethites des cernes périnodulaires, dans l'horizon nodulaire meuble d'un profil du haut-plateau (n : nombre d'analyses ; m : moyenne; s: écart type ; H : hématite ; K : kaolinite).

faciès	(1)		(2)		(3)		(4)	
n	5		6		6		11	
Oxydes	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	15,03	5,15	32,92	7,18	6,92	2,82	1,6	0,59
TiO ₂	1,50	0,60	0,1	0,03	0,21	0,08	0,07	0,04
ZrO ₂	0,05	0,06	0		0		0	
Al ₂ O ₃	32,90	12,07	28,08	5,31	9,51	2,12	3,6	1,87
Cr ₂ O ₃	0		0		0,03	0,04	0,07	0,05
Fe ₂ O ₃	18,92	7,75	23,58	12,02	68,51	4,29	74,19	3,51
Mn ₂ O ₃	0		0		0,05	0,04	0,17	0,17
La ₂ O ₃	0		0		0,08	0,11	0,09	0,12
Ce ₂ O ₃	0		0,17	0,22	0		0,09	0,11
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,24	0,17	0,41	0,16	0,26	0,14
CuO	0,10	0,14	0		0,05	0,05	0,2	0,13
CaO	0,06	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03
MgO	0,02	0,03	0,04	0,02	0,06	0,04	0,03	0,03
Na ₂ O	0		0		0,04	0,03	0,04	0,04
K ₂ O	0		0,07	0,02	0,05	0,04	0,03	0,03
Total	68,71	1,62	85,23	1,31	85,95	2,95	80,46	3,52
composition minéralogique en % de moles								
kaolinite	18,2	9,5	65,8	17,7	10,9	4,5	1,3	0,5
gibbsite	43,7	30,4						
goethite	38,1	21,2					98,7	0,5
hématite			34,2	17,7	89,1	4,5		
Taux de substitution en % de moles								
AlO(OH)	16						9,4	3,4
Al ₂ O ₃ (H)			2,4	3,3	7,6	1,3		
Fe ₂ O ₃ (K)								

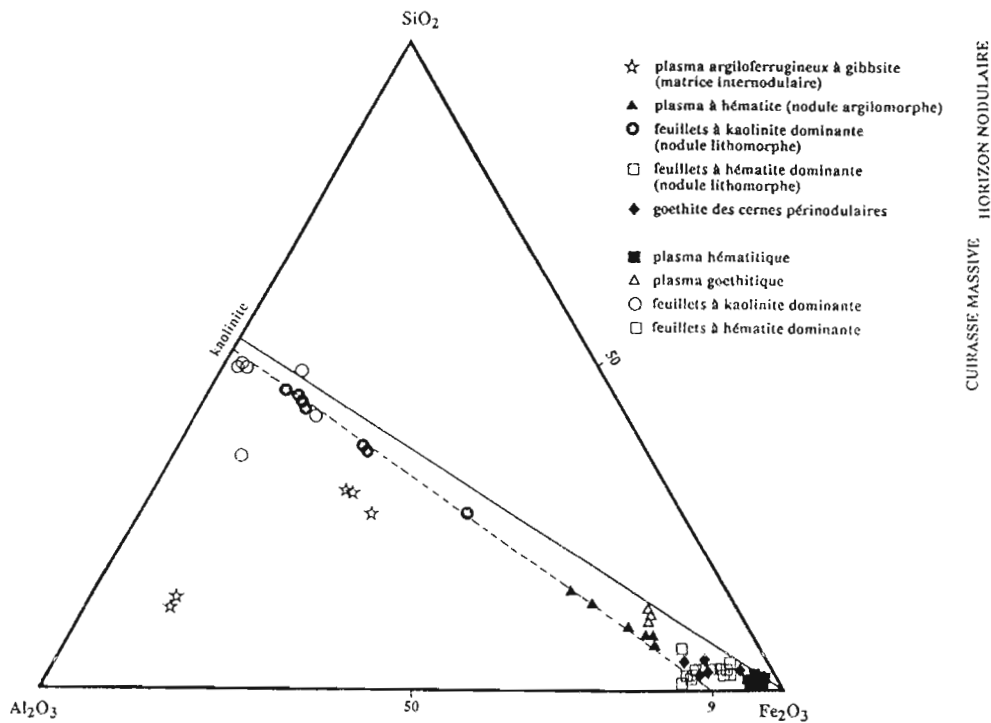
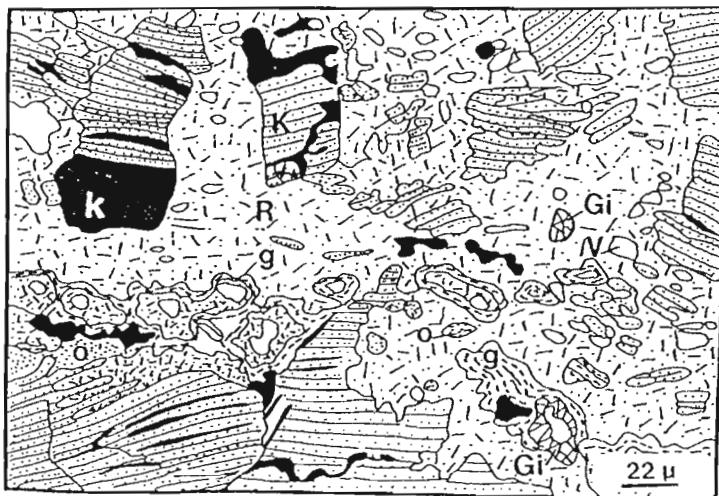


Figure. 42 - Evolution géochimique des faciès d'altération dans l'horizon modulaire meuble, à la base, jusqu'à la cuirasse paranodulaire ou massive au sommet du profil de haut-plateau.



- K : kaolinite jaune-orangé.
 k : kaolinite rouge
 R : plasma d'altération argiloferrugineux rouge
 o : plasma d'altération argileux ocre
 g : cutane de goéthite
 Gi : gibbsite
 V : vide

Figure. 43 - Transformation géochimique intranodulaire d'un nodule lithomorphe au cours des processus d'hydratation à la base de l'horizon nodulaire meuble d'un profil du haut-plateau.

La variation de composition chimique des kaolinites ferruginisées est donnée dans le tableau en annexe. La composition moyenne figure dans le tableau X. La ferruginisation croissante s'accompagne d'une augmentation sensible des teneurs en TiO_2 et P_2O_5 . Certains sites des plus ferrugineux peuvent contenir un peu de La_2O_3 . L'hématite est alors substituée à 2,4% de moles d' Al_2O_3 en moyenne (tabl. X).

Les paramètres cristallographiques des ces hématites ont été estimés à l'aide d'un programme d'affinement des paramètres cristallins, qui donne $a = 5,041 \pm 0,01$ et $c = 13,798 \pm 0,003$. Le calcul du taux de substitution à partir de l'équation donnée par SCHWERTMANN et al., (1979) ($\% \text{Al} = 3109 - 617,1 a$, avec $r^2 = 0,92$) montre qu'elle est n'est pas substituée. Par ailleurs, la taille du domaine cohérent de cette hématite est estimé à 513 Å, par la mesure à mi-hauteur de la largeur de la raie (110).

Les sites les plus riches en kaolinite renferment toujours une certaine quantité d'hématite (tabl. XI et fig. 42).

Dans les nodules argilomorphes l'hématite est mélangée à de la kaolinite de petite taille ($1\mu\text{m}$) (Pl. I- 5). Les plasmas ferrugineux des nodules argilomorphes apparaissent moins ferrugineux et plus riches en kaolinite que les plasmas hématitiques associés aux "accordéons" de kaolinite (fig. 42). Ils sont composés d'un mélange de goéthite et d'hématite, que l'on peut différencier à très fort grossissement en lumière réfléchie, la goéthite apparaissant en plages grises alors que l'hématite est blanche.

Les bordures des nodules sont très irrégulières, souvent chagrinées, cernées d'une trame brune goéthitique. Cette goéthite est alumineuse à environ 10% de moles d' $\text{AlO}(\text{OH})$ substituées, taux estimé par le calcul normatif de l'analyse microchimique (tabl. X). Elle contient aussi du manganèse (0,17%), du phosphore (0,26%) et du cuivre (0,2). Elle est aussi ferrugineuse que les plasmas hématitiques du coeur des nodules lithomorphes (fig. 42).

A la base de l'horizon, dans ce que l'on a appelé la carapace nodulaire (BEAUVAIS, 1989), des plasmas brun-orangé goéthitiques d'accumulation absolue sont bien développés sous forme de cutanes et recourent tous les assemblages primaires, nodules hématitiques et matrice micronodulaire rouge (fig. 43). Les cutanes se présentent sous la forme d'une fine pellicule d'1 à $2\mu\text{m}$ d'épaisseur, constituée de cristaux de même taille cristallisant perpendiculairement aux parois des vides et des structures d'accueil (Pl. I- 6). Les caractéristiques cristallographiques et cristalochimiques de cette goéthite figurent dans le tableau XI.

TABLEAU. XI - Estimation du taux de substitution en $\% \text{AlO}(\text{OH})$, des paramètres cristallographiques et de la taille des goéthites dans les carapaces nodulaires à la base de l'horizon nodulaire du profil de haut-plateau.

méthode	Loi de Végard		Schulze	
	$d_{(110)}$	$d_{(111)}$	axe c	$d_{(111)}$
$\% \text{AlO}(\text{OH})$	15,8	22,2	27,7	25,6
$a = 4,527 \pm 0,002$		$b = 9,761 \pm 0,003$		$c = 2,965 \pm 0,001$
$\text{DMC}_{(110)} = 370 \text{ Å}$		$\text{DMC}_{(111)} = 400 \text{ Å}$		

Le taux de substitution estimé à partir des données obtenues par diffraction des RX varie entre 15 et 28 % de moles d'AlO(OH) substituées. Il est en moyenne, deux fois plus élevé que de celui estimé pour les goethites des cortex périnodulaires (tabl. X). Cependant, l'analyse microchimique de plusieurs sites dans les cortex, montre que ce taux varie beaucoup d'une goethite à l'autre, selon leur degré de pureté. Les plus substituées en aluminium, sont aussi les plus riches en P₂O₅ (tabl. X).

Par ailleurs, on trouve également à la base de l'horizon nodulaire meuble, dans la zone de battement de la nappe, une paragenèse minérale à lithiophorite (oxyhydroxyde de manganèse et d'aluminium) et cérianite (oxyde de cérium) (*Pl. II- 1*).

Au sommet de l'horizon nodulaire, les domaines argileux pauvres en nodules sont constitués d'un plasma argilo-ferrugineux rouge orangé parcouru de nombreuses vacuoles dont la plupart sont d'origine biologique.

b - la cuirasse ferrugineuse paranodulaire ou massive

Sous le microscope photonique, la cuirasse paranodulaire à massive est constituée de plasmas ferrugineux et argileux intimement associés. Les premiers sont opaques en lumière transmise, et blancs en lumière réfléchie.

TABLEAU. XII - Composition chimique des plasmas hématitiques micronodulaires de la cuirasse paranodulaire d'un profil du haut-plateau (moy. : moyenne; s : écart type ; H : hématite).

oxydes	1	2	3	4	5	6	7	moy.	s
SiO ₂	0,84	0,69	1,00	0,78	0,75	0,85	0,91	1,11	0,80
TiO ₂	0,07	0,00	0,10	0,14	0,12	0,01	0,05	0,19	0,28
Al ₂ O ₃	1,65	1,10	1,70	0,87	0,99	2,42	2,13	1,74	0,92
Cr ₂ O ₃	0,15	0,08	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00		
Fe ₂ O ₃	83,75	86,68	81,56	87,03	87,84	85,00	84,01	85,12	2,21
Mn ₂ O ₃	0	0	0,01	0,11	0	0,04	0		
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,16	0,47	0,00	0,21		
Ce ₂ O ₃	0,03	0,44	0,33	0,00	0,00	0,00	0,0		
P ₂ O ₅	0,14	0,18	0,21	0,27	0,14	0,16	0,52	0,23	0,14
CuO	0,04	0,13	0,00	0,08	0,16	0,00	0,33	0,11	0,12
BaO	0	0	0,07	0,07	0	0,04	0		
Na ₂ O	0,01	0	0,02	0,09	0,06	0	0		
K ₂ O	0	0	0,06	0	0	0,01	0,01		
Total	86,68	89,30	85,12	89,88	90,53	88,54	88,17	88,50	1,88
composition minéralogique en % de moles									
kaolinite	1,3	1,0	1,6	1,2	1,1	1,3	1,4	1,3	0,2
hématite	98,7	99,0	98,4	98,8	98,9	98,7	98,6	98,7	0,2
Taux de substitution en % de moles									
Al ₂ O ₃ (H)	1,7	0,9	1,6	0,4	0,6	3,0	2,5	1,5	1,0

Sous le microscope électronique à balayage ils montrent une morphologie en "choux fleur" et se forment en respectant le développement des plasmas argileux qu'ils soient de néoformation et orientés (*Pl. II- 2*) ou non orientés (*Pl. II- 3*). La taille des vacuoles est d'environ 10 μm .

Ces plasmas ferrugineux sont constitués à 99% d'hématite substituée à 1,5% de moles d' Al_2O_3 , et renferment un peu de cuivre et de phosphore (tabl. XII). Ces sont les plasmas les plus ferrugineux des profils de haut-plateaux (fig. 42). Les paramètres cristallographiques calculés pour ces hématites sont : $a = 5,108 \pm 0,001$ et $c = 14 \pm 0,004$. Par ailleurs, la taille de ces hématites est comprise entre 510 et 570 Å.

Les plasmas les plus argileux sont généralement composés d'"accordéons" de kaolinite partiellement ferruginisés par de l'hématite comme ce qui été observé dans les nodules lithomorphes de l'horizon nodulaire sous-jacent (fig. 43). Les kaolinites sont substituées à environ 2% de moles de Fe_2O_3 et contiennent encore des alcalins et des alcalino-terreux (tabl. XIII), ce qui semble indiquer qu'elles sont héritées d'une saprolite fine sous-jacente où elles pseudomorphosent les minéraux parentaux tels que les micas dont elles conservent par ailleurs la morphologie (*Pl. II- 4*).

TABLEAU. XIII - Variation de la composition chimique des kaolinites en "accordéons" dans la cuirasse massive d'un profil de haut-plateau (K : kaolinite ; H : hématite).

oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	43,45	43,43	44,24	42,71	36,19	37,97	34,79	29,14	1,79	4,18	2,14	1,28	1,31	0,5	2,2	0,98	1,36	2,29
TiO_2	0,24	0,07	0	0,07	1,34	0,23	0,38	0,21	0,54	0,35	0,31	0	0,07	0	0,12	0,58	0,05	0,3
ZrO_2	0,04	0	0,08	0	0,19	0,04	0	0,1	0,09	0	0	0,03	0,09	0	0	0	0,24	0
Al_2O_3	36,03	35,67	36,48	35,73	32,28	31	29,76	24,82	5,04	6,05	5,63	3,46	1,39	1,27	3,25	8,39	1,17	3,47
Cr_2O_3	0	0,01	0,06	0	0	0,05	0	0	0,37	0,09	0,11	0,10	0	0,04	0,05	0,05	0	0,15
Fe_2O_3	1,73	2,53	4,04	9,06	13,13	13,31	17,23	33,06	74,66	76,6	77,02	81,26	82,3	84,4	84,95	86,98	82,25	85,12
Mn_2O_3	0,04	0,08	0,08	0	0	0	0,09	0	0	0	0,27	0	0,08	0	0	0	0	0,1
La_2O_3	0	0	0	0,2	0	0	0,05	0,12	0	0	0,21	0,11	0	0,05	0	0,05	0,1	0,32
Ce_2O_3	0	0	0	0,13	0	0	0	0	0	0	0,2	0	0	0,05	0	0	0,39	0
P_2O_5	0,18	0,09	0,09	0,0	0,22	0,17	0,11	0,2	0,72	0,64	0,75	0,24	0,14	0,18	0,8	0,41	0,18	0,96
CuO	0	0,01	0	0,14	0,06	0,05	0	0	0,34	0,3	0,17	0,3	0,18	0,14	0,24	0	0,07	0
BaO	0,11	0	0,17	0,05	0,01	0	0,12	0	0,1	0,04	0,29	0	0,07	0	0,13	0	0,04	0,13
CaO	0,15	0,11	0,04	0	0,02	0,07	0,13	0	0	0	0	0,01	0,05	0,03	0	0,04	0	0
MgO	0	0	0,01	0,04	0,07	0	0,01	0	0,06	0,04	0,08	0,03	0	0,04	0,02	0,07	0,03	0,03
Na_2O	0,06	0,02	0,04	0,02	0,06	0,01	0,03	0	0,02	0	0	0	0,01	0	0,06	0	0,03	0,02
K_2O	0,12	0,09	0,07	0,08	0,1	0,04	0,1	0	0	0	0	0	0	0,04	0	0,02	0	0
Total	82,15	82,11	85,4	88,23	83,67	82,94	82,8	87,65	83,73	88,29	86,98	86,82	85,69	86,74	91,82	97,57	85,91	93,29
composition minéralogique en % moles																		
kaolinite	99,5	99	96,3	87,6	73,3	81,7	72,6	54	2,9	6,5	3,3	2	2	0,8	3,2	1,3	2	3,4
hématite	0,5	1	3,7	12,4	20,6	18,3	27,4	46	97,1	93,5	96,7	98	98	99,2	96,8	98,7	98	96,6
gibbsite	0	0	0	0	6,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
taux de substitution en % moles																		
Al_2O_3 (H)	0	0	0	0	3	0	1,8	0,2	6,9	4,9	7,2	4,4	0,5	1,5	2,5	12	0	2,7
Fe_2O_3 (K)	2,4	3,4	3	1,7	0	3,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
"accordéons" à kaolinite dominante									"accordéons" à hématite dominante									

D'autre part, il est intéressant de noter que certaines kaolinites analysées ont un excès d'alumine en relation avec la présence de gibbsite (tabl. XIII, analyse n° 5), et qu'elles renferment moins de fer que celles des nodules lithomorphes de l'horizon nodulaire (fig. 42). L'hématite associée à ces kaolinites est quant à elle plus substituée que

celle du fonds matriciel et que celle des nodules lithomorphes de l'horizon nodulaire (comprise entre 0 et 12 % de moles d' Al_2O_3 , en moyenne 4,2 % contre 1,5 % et 2,4 %, fig. 42). D'autre part, elle renferme du titane (0,23%), du chrome (0,1%), du cuivre (0,17%) et surtout du phosphore (0,5%).

Des cristaux de gibbsite peuvent se former dans les vacuoles de $10\mu\text{m}$ (Pl. II- 5). Associés à la gibbsite, des plasmas goethitiques secondaires recoupent souvent l'assemblage à la base et au sommet de l'horizon (Pl. II- 5).

TABLEAU. XIV - Composition chimique des plasmas goethitiques de la matrice inter-nodulaire dans la cuirasse massive d'un profil du haut-plateau (moy. : moyenne; s : écart type).

oxydes	1	2	3	4	5	moy.	s
SiO_2	8,17	7,40	7,67	8,28	7,03	7,71	0,52
TiO_2	1,15	1,07	0,52	1,00	4,30	1,61	1,52
ZrO_2	0,09	0	0	0	0		
Al_2O_3	7,22	7,40	7,27	7,32	7,15	7,27	0,10
Cr_2O_3	0,22	0,08	0,05	0,07	0,06	0,10	0,07
Fe_2O_3	71,34	71,47	72,81	71,69	68,67	71,20	1,53
Mn_2O_3	0	0,08	0	0,07	0		
La_2O_3	0,00	0,50	0,30	0,00	0,00		
Ce_2O_3	0,00	0,17	0,18	0,15	0,53	0,21	0,20
P_2O_5	0,35	0,18	0,18	0,08	0,35	0,23	0,12
CuO	0,03	0	0	0,03	0		
CaO	0	0,01	0,04	0,09	0,04		
MgO	0,03	0	0,05	0,02	0		
Na_2O	0	0,08	0,08	0,06	0		
K_2O	0	0,05	0,04	0,04	0,01		
Total	88,6	88,49	89,19	88,9	88,14	88,32	0,34
composition minéralogique en % de moles							
kaolinite	7,0	6,3	6,5	7,1	6,2	6,6	0,4
goethite	93,0	93,7	93,5	92,9	93,8	93,4	0,4
Taux de substitution en % de moles							
$\text{AlO}(\text{OH})$	1	4,8	3,2	1,2	5,2	3	2

TABLEAU. XV - Estimation du taux de substitution et des paramètres cristallographiques des goethites dans la cuirasse massive d'un profil de haut-plateau.

méthode	Loi de Végard		Schulze	
	$d_{(110)}$	$d_{(111)}$	axe c	$d_{(111)}$
% $\text{AlO}(\text{OH})$	16,3	20	20,5	23
$a = 4,557 \pm 0,009$		$b = 9,93 \pm 0,02$		$c = 3,007 \pm 0,007$

De plus la goethite peut se développer aussi bien dans les vacuoles qu'autour des structures primaires micacées héritées et kaolinisées (*Pl. II- 6*). Cette goethite est peu substituée en $\text{AlO}(\text{OH})$ (3 % de moles) (tabl. XIV). Elle est mélangée à environ 6% de kaolinite, et contient également du titane (1,61%), du chrome (0,1%), du cérium (0,21%) et du phosphore (0,23%).

Les paramètres cristallographiques et cristallographiques de ces goethites figurent dans le tableau XV. La taille de ces goethite n'a pu être évaluée que par la mesure à mi-hauteur de la raie (110). La dimension du domaine cohérent est compris entre 150 et 170 Å. Les taux de substitutions varient selon les méthodes de mesure entre 16 et 23 % de moles d' $\text{AlO}(\text{OH})$.

Cette goethite apparaît comme mal cristallisée, beaucoup plus petite que l'hématite environnante.

3 - Conclusions sur l'étude pétrologique des profils d'altération des hauts-plateaux

Après l'étude pétrographique et pétrologique des profils d'altération du système des hauts-plateaux on souligne les faits marquants suivants:

- La cuirasse des haut-plateaux à faciès paranodulaire à massif est essentiellement constituée d'hématite et de kaolinite. Les cristallites de kaolinite sont associés à l'hématite et semblent être hérités d'une saprolite. La ferruginisation croissante au voisinage des feuillet de kaolinite s'accompagne d'une diminution des teneurs en alcalins et alcalino-terreux et d'une augmentation des teneurs en Cr_2O_3 , P_2O_5 , et CuO . L'hématite est peu substituée (3% de moles d' Al_2O_3), et semble mélangée à un plasma gibbsitique. Autour des domaines nodulaires à hématite et kaolinite et dans les vacuoles, se développe de la goethite, peu substituée en alumine (15 % de moles), et qui renferme du titane et du cérium.

- L'horizon nodulaire est constitué de deux générations de nodules. Les uns de forme allongée à structure fine et schisteuse sont les équivalents des nodules lithorelictuels de LEPRUN (1979) et MULLER et al., (1981), nous avons préféré les appelés nodules lithomorphes (BEAUVAIS, 1989), parce qu'ils présentent la morphologie de la roche mère. Les autres de forme polyédrique, à structure massive fine sont semblables aux nodules pédorelictuels décrits par MULLER et al., (1981) dans les profils d'altération sous forêt du Congo. Nous les appelons ici nodules argilomorphes parce qu'ils présentent la morphologie des matrices argilo-ferrugineuses pédoturbées comme celles que l'on peut observer dans des horizons d'argiles tachetées ou de cuirasses (NAHON, 1976 ; BEAUVAIS, 1989). Les nodules lithomorphes proviennent quant à eux de la ferruginisation de domaines de saprolite fine. Cependant, la présence de gibbsite à la fois dans les nodules lithomorphes à cernes goethitiques périphériques et dans la cuirasse paranodulaire suggère qu'en se démantelant cette cuirasse ait pu alimenter en partie l'horizon nodulaire en nodules lithomorphes contenant de la gibbsite.

D'une manière générale, de nombreux nodules sont le siège de transformations minéralogiques qui se traduisent par le développement centripète d'un cerne ou d'une frange de couleur brune périnodulaire à goethite aux dépens des nodules à hématite. Les nodules lithomorphes et argilomorphe sont à cernes ou sans cernes. Ils peuvent donc résulter soit de la ferruginisation de plasmas d'altération argileux, soit de la dégradation géochimique des plasmas nodulaires hématitiques lorsqu'ils présentent un cerne

brun.

La matrice meuble internodulaire est essentiellement constituée de plasmas d'altération riches en goethite et gibbsite et contient du titane sous forme d'ilménite.

- Outre ses deux générations de nodules ferrugineux, l'horizon nodulaire est caractérisé par la formation d'une carapace nodulaire. La goethite s'y développe préférentiellement à l'hématite par accumulation absolue. De plus, elle contient du manganèse (Mn_2O_3), du phosphore (P_2O_5) et du cuivre (CuO), et apparaît plus alumineuse que les autres générations, comme celles qui se développent dans les cortex et qui sont peu substituées.

- Toutes les observations faites au MEB sur les plasmas argileux à kaolinite de grande taille (10 μm) en "accordéons" ou de petite taille (1 μm), montrent qu'ils ne sont pas épigénisés par l'hématite quel que soit son habitus.

- Dans les profils de haut-plateau, l'évolution géochimique est marquée par le dipôle kaolinite-oxyhydroxydes de fer qui coexistent dans les structures nodulaires, paranodulaires et même massives de la cuirasse. Cependant, on note l'ébauche d'une certaine ségrégation de l'alumine se traduisant par la formation de gibbsite dans les plasmas micronodulaires de la matrice internodulaire.

B - LE SYSTEME CUIRASSE DES VERSANTS

Les versants, en contre-bas des haut-plateaux sont cuirassés. La cuirasse est généralement subaffleurante, masquée à l'aval par 0,2 m de matériau meuble argilo-sableux de couleur brun-orangé. Sur ce recouvrement peu épais, il ne se développe qu'une strate herbacée. En revanche, si l'épaisseur de la couverture meuble est supérieure à 0,50 m comme c'est le cas à l'amont, une forêt semi-humide peut s'installer. Dans ce cas, l'horizon meuble de surface renferme des blocs de cuirasse fragmentée de taille décimétrique, et des nodules ferrugineux de taille centimétrique (BEAUVAIS et TARDY, 1991). Quoi qu'il en soit, la cuirasse affleure partout où l'érosion a démantelé le recouvrement meuble.

1 - Etude pétrographique macroscopique des profils d'altération de versant

Les profils d'altération du système de versant sont généralement composés de bas en haut (fig. 38) par : un horizon de saprolite fine qui n'est visible que dans les puits situés les plus à l'amont (fig. 38) ; un horizon d'argile tachetée ; une carapace et une cuirasse ferrugineuse vermiforme ; un horizon nodulaire meuble ; une cuirasse ferrugineuse nodulaire à protopisolithique.

a - La saprolite fine

La saprolite fine n'est visible que partiellement dans les profils étudiés. Elle apparaît à environ 10 m de profondeur sous la surface topographique dans les profils de l'amont du versant (fig. 38). La structure schisteuse finement litée de la roche mère y est bien conservée.

Le matériel argileux de la saprolite est de couleur ocre-brunâtre, parsemé de ponctuations violacées et blanches, de taille millimétrique. Cet assemblage est recoupé d'un réseau de veinules de taille soit millimétrique et contenant un matériau argileux blanc, soit centimétrique et renfermant du quartz.

Dans sa moitié supérieure, l'horizon apparaît moins argileux, un peu plus induré. Il est de couleur ocre à brune, et on peut distinguer dans le fond matriciel des petites ponctuations brillantes, de couleur violacée et de taille millimétrique.

La transition avec l'horizon d'argile tachetée sus-jacent est progressive, et la limite entre les deux horizons est très festonnée.

b - L'argile tachetée

L'horizon d'argile tachetée est épais de 3 à 3,5 m. Dans les profils situés à l'amont du versant, des domaines décimétriques de saprolite fine préexistent encore. L'argile tachetée est constituée d'une matrice argileuse polyphasée à domaines centimétriques de couleur rouge, blanc-ocreux ou orangé. Cet assemblage est souvent recoupé de canalicules d'origine biologique de taille centimétrique, remplis par un matériau argilo-silteux brun rougeâtre. Par ailleurs, plus haut dans le profil, l'horizon est pédoturbé et la matrice est homogénéisée, le contraste chromatique des différents domaines s'estompant.

Dans les profils de l'aval du versant, l'argile tachetée est intercalée dans la carapace ferrugineuse à faciès vermiforme (fig. 38). Elle consiste en une association de grands domaines pluricentimétriques argileux blancs et ferrugineux ocre-brunâtre, où sont dispersés des quartz de taille millimétrique. Il s'agit d'un faciès semblable à la carapace ferrugineuse sus-jacente mais qui apparaît moins induré parce que moins ferrugineux et plus argileux.

Dans les profils de l'amont, la transition avec l'horizon nodulaire meuble est floue, le fond matriciel se garnissant progressivement de nodules ferrugineux indurés.

c - La carapace et la cuirasse ferrugineuses vermiformes

Dans son ensemble, cette carapace présente un faciès vermiforme tel qu'il a été observé et décrit en Ouganda par Mc FARLANE (1976).

Elle apparaît à environ 6 m sous la surface topographique à l'aval du versant. Elle est épaisse d'environ 7 m (fig. 38). Elle est composée de domaines ferrugineux d'un à plusieurs centimètres de couleur brune, parcourus par des tubules connectés de diamètre centimétrique, remplis d'argile blanche à ocre-jaunâtre, devenant progressivement rouge vers le sommet de l'horizon. Des quartz de taille millimétrique peuvent y être dispersés. Des taches noires manganésifères peuvent également s'individualiser au sein des domaines ferrugineux bruns. Les nodules rouge-violacé sont rares et apparaissent dans la cuirasse vermiforme plutôt sous la forme de taches rouges aux limites diffuses mais souvent différenciées par une teinte plus claire, jaune-orangé.

Dans les profils de l'aval, la transition avec l'horizon nodulaire meuble sus-jacent est brutale.

d - L'horizon nodulaire meuble

L'horizon nodulaire non cuirassé a une épaisseur comprise entre 2 et 4 m tout au long du versant (fig. 38). Il est constitué d'une matrice argilo-sableuse brun-rougeâtre dans laquelle sont emballés des nodules ferrugineux de taille centimétrique. Dans son ensemble, il présente les mêmes traits pétrographiques que ceux des profils du système des haut-plateaux. Cependant, les nodules de nature argilomorphe et de forme polyédrique présentant souvent des cernes périphériques sont dominants, et les quartz d'origine filonienne plus nombreux. Par ailleurs, la matrice est souvent tachetée de do-

maines jaunâtres de taille centimétrique.

Comme sur le haut-plateau, la transition avec la cuirasse est rapide, le profil devenant subitement plus cohérent parce que plus induré.

c - La cuirasse ferrugineuse nodulaire à protopisolithique

La cuirasse ferrugineuse se présente généralement sous un faciès nodulaire où les nodules exhibent des trames ou cernes bruns périphériques. On l'appelle alors cuirasse protopisolithique (TARDY, 1992). La matrice internodulaire est rouge, indurée et parcourue de petites vacuoles (1 cm). L'épaisseur de la cuirasse nodulaire est comprise entre 2 et 3 m. Elle est généralement plus épaisse à l'aval qu'à l'amont où elle se dégrade sous la forêt semi-humide appelée "baco" (fig. 38).

Les nodules sont rouge-violacé, de forme polyédrique avec des arêtes émoussées. Les vacuoles de la matrice sont évidées ou remplies d'un matériau argilo-silteux rouge ou jaunâtre. Elles sont bien développées au sommet et à la base de l'horizon cuirassé, et souvent tapissées sur leurs bords par des revêtements bruns de goéthite secondaire (cutanes). Des cortex de même nature peuvent cerner les nodules, et le faciès devient alors protopisolithique. Quelques quartz de taille millimétrique sont encore dispersés dans la matrice.

Notons qu'il est fréquent de trouver des éléments en "boules" de taille décimétrique, présentant un faciès de cuirasse massive semblable à celle des haut-plateaux qui apparaissent en selle dans l'horizon de cuirasse protopisolithique du versant (fig. 38).

2 - Etude pétrologique à l'échelle microscopique des profils d'altération des versants

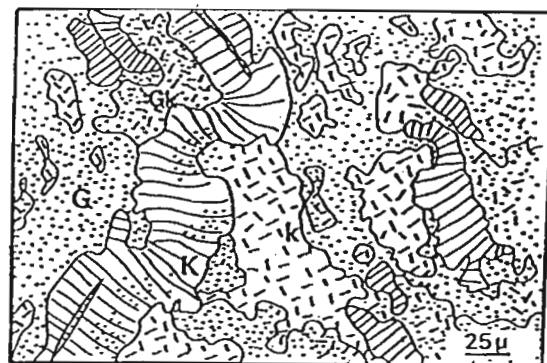
a - La saprolite fine

L'examen micromorphologique de la saprolite fine permet de distinguer un plasma argileux non orienté, d'un plasma ferrugineux diffus goéthitique (fig. 44), lequel peut se surimposer en le masquant au plasma argileux. Le plasma argileux est argilasépique au sens de BREWER (1964), sans minéraux primaires relictuels à l'exception des ilménites et des biotites ferruginisées (Pl. III- 1 et 2).

Le plasma ferrugineux est constitué de 83,1% de goéthite substituée à 15 % de moles d' $\text{AlO}(\text{OH})$, de 14% de gibbsite et de 2% de kaolinite (tabl. XVI). De plus, ce plasma est riche en P_2O_5 (0,75%) et en TiO_2 (1,75%), et contient un peu de Ce_2O_3 (0,14%).

Le taux de substitution estimé à partir de l'analyse est conforme à celui évalué par diverses méthodes appliquées aux données de diffraction X (tabl. XVII).

Le plasma argilasépique est constitué de 95% de kaolinite substituée à 2% de moles de Fe_2O_3 et de 5% de silice en excès exprimée sous forme de quartz (tabl. XVI). D'autre part, il contient encore un peu de MgO (0,1%) et de CaO (0,1%), ce qui traduit



K : kaolinite en accordéons

k : plasma argilasépique

G : plasma ferrugineux à goéthite

Gk : Plasma argilo-ferrugineux à goéthite et kaolinite

Figure. 44 - Micromorphologie de la saprolite fine dans le profil du versant boisé.

l'altération pseudomorphique des minéraux parentaux en kaolinite.

TABLEAU. XVI - Composition chimique moyenne (1) des plasmas argilasépiques à petites kaolinites, (2) des plasmas ferrugineux à goethite, (3) des plasmas gibbsitiques primaires et (4) des plasmas gibbsitiques secondaires de la saprolite d'un profil du versant boisé (n : nombre d'analyses ; m : moyenne ; s : écart type ; K : kaolinite ; G : goethite).

faciès	(1)		(2)		(3)		(4)	
n	6		9		5		9	
Oxydes	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	45,21	1,25	2,06	2,03	1,06	0,96	0,39	0,15
TiO ₂	0,04	0,02	0,91	0,41	0		0,03	0,03
ZrO ₂	0,00	0,00	0		0		0,08	0,12
Al ₂ O ₃	36,44	1,48	11,94	4,6	63,62	2,3	67,3	1,13
Cr ₂ O ₃	0		0,03	0,03	0		0,03	0,04
Fe ₂ O ₃	1,37	0,24	50,58	7,03	2,86	2,54	1,36	0,39
Mn ₂ O ₃	0,07	0,08	0		0		0	
Ce ₂ O ₃	0		0,14	0,19	0,08	0,08	0	
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,75	0,4	0,24	0,23	0,21	0,08
CuO	0,07	0,09	0,07	0,1	0		0	
BaO	0,04	0,04	0		0,08	0,07	0	
CaO	0,10	0,03	0		0		0	
MgO	0,10	0,05	0		0		0	
Na ₂ O	0		0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02
K ₂ O	0		0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
Total	83,48	2,59	66,54	3,34	67,99	1,98	69,4	0,95
composition minéralogique en % de moles								
kaolinite	94,5	2,1	2,2	2,4				
quartz	5,5	2,1						
goethite			83,1	10,2				
gibbsite			14,7	10,9				
Taux de substitution en % de moles								
Fe ₂ O ₃ (K) AlO(OH) (G)	2,3	0,4	15	0,1				

TABLEAU. XVII - Estimation du taux de substitution en % d'AlO(OH) dans les goethites des plasmas ferrugineux de la saprolite du profil de versant boisé.

méthode	Loi de Végard		Schulze	
	d ₍₁₁₀₎	d ₍₁₁₁₎	axe c	d ₍₁₁₁₎
% AlO(OH)	7,9	16,3	18,6	18,8

A la base du profil, le plasma argileux est composé de kaolinites de 10-20 μm formant des "accordéons" de 100-200 μm (Fig. 29) qui résultent du remplacement pseudomorphique des minéraux parentaux comme les amphiboles, les feldspaths ou les micas (Pl. III-3).

Dans la partie médiane de l'horizon, les "accordéons" de kaolinite sont transformés en kaolinite plus petites et des domaines plasmiques pédoturbés apparaissent. A ce niveau du profil et plus haut dans l'horizon, le plasma argilasépique à kaolinite se transforme en plasma cristique à gibbsite (Pl. III-4) avec souvent une phase argileuse hydratée intermédiaire, l'halloysite (Pl. III-5). Le plasma cristique à gibbsite contient encore de la silice et du fer (fig. 45), de même qu'un peu de potassium et de baryum (tabl. XVI). Il provient de l'altération tardive des micas et feldspaths les plus résistants à l'altération tels que les muscovites et les orthoses.

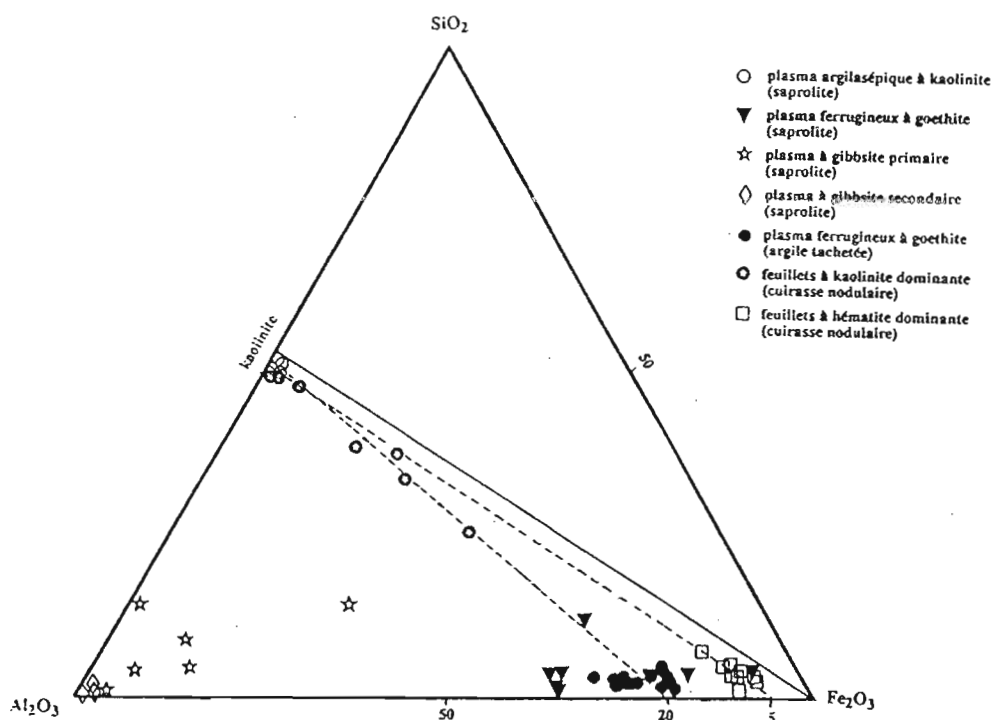


Figure. 45 - Evolution géochimique des faciès d'altération du profil de versant boisé.

De la gibbsite secondaire peut se surimposer à toutes les structures primaires. Elle cristallise en beaux cristaux dans les fractures et les vacuoles qui affectent les plasmas ferrugineux. Elle est associée à de la goéthite dans les sites riches en micas reliques (Pl. IV-1 et 2). La goéthite forme une sorte de pellicule ferrugineuse finement cristallisée autour des micas reliques (Pl. IV-3). Elle est moins siliceuse et moins ferrifère que le plasma cristique primaire (tabl. XVI et fig. 45).

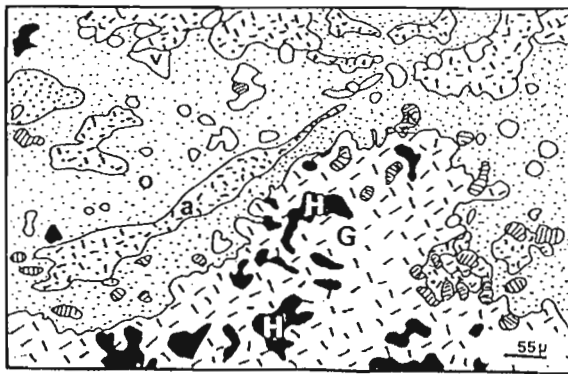
Des ilménites ont été analysées à la microsonde électronique. Elles sont partiellement altérées et leur composition chimique est la suivante : SiO_2 : 0,1 % ; TiO_2 : 51,2 % ; ZrO_2 : 0,01 % ; Al_2O_3 : 0,01 % ; Cr_2O_3 : 0,05 % ; FeO : 40,96 % (soit 45,59 % Fe_2O_3) ; MnO : 2,21 % (soit 2,46 % Mn_2O_3) ; La_2O_3 : (une analyse à 0,58 %) ; CaO : 0,02 % ;

MgO : 0,05 % ; Na₂O : 0,01 % ; K₂O : 0,02 % ; total : 94,64 %).

Compte tenu des faciès de roches prélevées en volantes et du contexte géologique de la région (MESTRAUD, 1982), il semble que la roche mère de ce profil d'altération soit proche d'une amphibolite schisteuse à hornblende verte, chlorite, phengites, plagioclase et épidote du type de celle étudiée plus haut.

b - L'argile tachetée

L'argile tachetée des profils situés à l'amont du versant est constituée de domaines de couleur différente (fig. 46). A la base de l'horizon, on observe un assemblage composé (1) de domaines rouges à plasma goethitique dans lequel se différencient des domaines micronodulaires à hématite ; (2) de domaines blanc-ocreux de plasma argilasépique à grandes kaolinites en "accordéons" hérités de la saprolite fine ; (3) de do-



o : plasma d'altération argilasépique ocre
a : argilaferrane
G : plasma ferrugineux goethitique
H : plasma ferrugineux micronodulaire à hématite
K : kaolinite
V : vide

Figure. 46 - Transformation des faciès de saprolite au cours des processus de ferruginisation dans l'argile tachetée d'un profil du versant boisé.

maines brun-orangé pédoturbés constitués d'un plasma d'altération à kaolinite et goethite (argilaferranes) (fig. 46). Analysés à la microsonde électronique, ces plasmas contiennent un peu de gibbsite (12 %) (Pl. IV- 4), du titane (0,48%), du phosphore (0,41%) et du cuivre (0,1%) (tabl. XVIII). La goethite y est substituée à 12% de moles d'AlO(OH), taux estimé à partir des spectres de diffraction des rayons X (tabl. XIX). Cette goethite diffère peu de celle analysée dans la saprolite fine (fig. 45), ce qui traduit la filiation minéralogique entre les deux horizons. Cependant, le taux de substitution estimé à partir des diagrammes de diffraction X est inférieur à celui calculé par l'analyse microchimique (fig. 45), ce qui suggère que cette goethite soit mélangée à de la gibbsite (tabl. XVIII). Par ailleurs, les "accordéons" de kaolinite sont partiellement ferruginisés dans la partie médiane du profil.

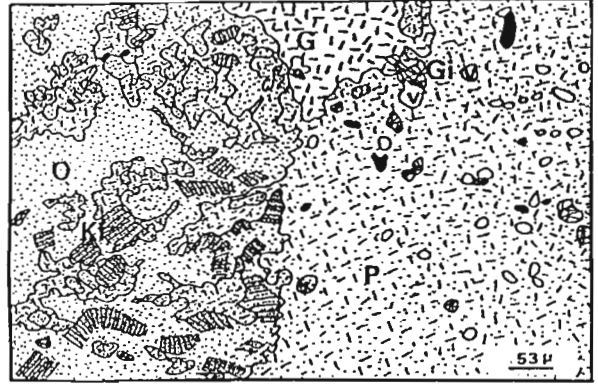
TABLEAU. XIX - Estimation du taux de substitution des goethites des plasmas d'altération ferrugineux dans l'argile tachetée du profil de versant boisé.

méthode	Loi de Végard		Schulze	
	d ₍₁₁₀₎	d ₍₁₁₁₎	axe c	d ₍₁₁₁₎
% AlO(OH)	13,1	11,8	10	13,7

Plus haut dans l'horizon, la pédoturbation s'amplifie et le plasma ferrugineux s'oriente dans une ou deux directions comme dans les plasmas masépique ou bimasépique définis par BREWER (1964 ; fig. 47). On peut observer dans ce site quelques minéraux primaires relictuels (ilménite, et plus rarement zircon...) aux bordures émoussées. La

porosité est bien développée et des cristaux de gibbsite se néoformant dans les vacuoles ou aux dépens des kaolinites des plasmas argilasépiques relictuels. Les kaolinites sont hydratées et sont en fait comme au sommet de la saprolite fine, des halloysites en forme de tubes ou baguettes qui se développent dans des sites où les structures primaires micacées sont conservées (Pl. IV - 5).

Comme dans la saprolite les ilménites apparaissent en grains dispersés dans les plasmas d'altération. Elles sont partiellement altérées et contiennent du manganèse. Leur composition chimique moyenne s'écrit : SiO_2 : 0,02 % ; TiO_2 : 50,86 % ; ZrO_2 : 0,14 % ; Cr_2O_3 : 0,05 % ; FeO : 41,21 % (soit 45,87 % Fe_2O_3) ; MnO : 2,59 % (soit 2,88 % Mn_2O_3) ; La_2O_3 : (une analyse à 0,06 %) ; Ce_2O_3 : (une analyse à 0,25 %) ; CuO : 0,02 % ; BaO : 0,1 % ; MgO : 0,05 % ; Na_2O : 0,02 % ; total : 94,85 %).



O : plasma d'altération argilasépique ocre
Kf : "accordéons" de kaolinite colorés en orangé par la goethite
G : plasma ferrugineux orangé à goethite
P : plasma d'altération argiloferrugineux pédoturbé
Gi : gibbsite
V : vide

Figure. 47 - Transformation des faciès d'argile tachetée au cours des processus de pédoturbation dans la partie supérieure de l'argile tachetée d'un profil du versant boisé.

De rares zircons ont également été analysés. Comme les ilménites ils apparaissent partiellement altérés. Leur composition chimique moyenne s'écrit : SiO_2 : 28,98 % ; TiO_2 : 0,18 % ; ZrO_2 : 61,08 % ; Al_2O_3 : 0,73 % ; Cr_2O_3 : 0,01 % ; FeO : 0,98 % (soit 1,09 % de Fe_2O_3) ; MnO : 0,04 % ; Ce_2O_3 : (une analyse à 0,9 %) ; P_2O_5 : 0,1 % ; BaO : (une analyse à 1,16 %) ; CaO : (une analyse à 0,18 %) ; K_2O : 0,04 % ; total : 92,11 %).

Dans le profil situé à l'aval du versant, le faciès argile tachetée est caractérisé par un plasma gris-blanchâtre où s'individualisent des domaines à extinction ondulée. Ces domaines sont associés à un plasma ferrugineux brun-orangé anisotrope et non orienté, dans lequel subsistent quelques quartz et micas partiellement altérés. Le plasma argileux gris-blanchâtre est constitué de 70% de kaolinite substituée en moyenne à 3% de moles de Fe_2O_3 , et de 30% de goethite (tabl. XVIII). Il est riche en Na_2O (1,27%) et en MgO (3,14%), et dans une moindre mesure en CaO (0,25). Le plasma anisotrope brun-orangé est constitué de 75% de goethite substituée à 16,6% de moles d' $\text{AlO}(\text{OH})$ et de 25% de kaolinite non ferrugineuse (tabl. XVIII). Ce plasma est légèrement enrichi en TiO_2 (1,4%), Cr_2O_3 (0,2%), P_2O_5 (0,22%) et CuO (0,13%).

Les taux de substitution calculés par l'analyse chimique d'une part, et par le déplacement des raies de diffraction X (tabl. XX), d'autre part, sont comparables.

Dans les argiles tachetées du profil de bas-versant, les plasmas hématitiques sont mal développés. Ils sont substitués en moyenne à 8% de moles d' Al_2O_3 (tabl. XVIII) et sont enrichis en Cr_2O_3 (0,35%) et en La_2O_3 (0,15%). A la périphérie des domaines nodulaires hématitiques et dans les vacuoles se développe de la goethite secondaire sous forme de frange périnodulaire, ou de cutanes intravacuolaires. Cette goethite est moins substituée que l'hématite (6% de moles d' $\text{AlO}(\text{OH})$) (tabl. XVIII). En revanche, elle est plus riche en P_2O_5 (0,6%) et en CuO (0,3%).

TABLEAU. XVIII - Composition chimique moyenne (1) des plasmas ferrugineux de l'argile tachetée du profil de versant boisé, (2) des plasmas argileux gris-blanchâtres et (3) des plasmas argilo-ferrugineux brun-orangé, (4) des hématites alumineuses de première génération, et (5) des goethites secondaires dans l'argile tachetée d'un profil du bas-versant (n : nombre d'analyses ; m : moyenne ; s : écart type ; K : kaolinite ; H : hématite).

faciès	(1)		(2)		(3)		(4)		(5)	
n	15		6		10		8		8	
Oxydes	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	2,48	1,13	35,07	1,43	21,99	1,34	1,49	0,37	2,28	0,34
TiO ₂	0,48	0,24	1,79	1,45	1,4	0,52	0,22	0,10	0,14	0,2
ZrO ₂			0		0		0,07	0,07	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	12,07	1,77	28,91	1,9	21,1	1,31	5,69	0,92	3,45	1,65
Cr ₂ O ₃	0,05	0,06	0		0,22	0,22	0,35	0,18	0,14	0,15
Fe ₂ O ₃	65,75	1,46	11,79	3,26	40,62	2,7	76,65	1,66	78,07	1,19
Mn ₂ O ₃	0		0		0		0,09	0,06	0	
La ₂ O ₃	0		0		0		0,15	0,19	0,10	0,11
Ce ₂ O ₃	0,09	0,12	0		0,16	0,2	0,09	0,12	0,10	0,09
P ₂ O ₅	0,41	0,39	0,06	0,09	0,22	0,13	0,21	0,09	0,60	0,19
CuO	0,1	0,11	0,05	0,05	0,13	0,1	0,13	0,07	0,30	0,14
CaO	0		0,25	0,17	0,09	0,08	0		0	
MgO	0		3,14	3,4	0,04	0,03	0		0	
Na ₂ O	0		1,27	1,36	0		0,04	0,03	0,05	0,03
K ₂ O	0		0,06	0,05	0		0		0	
Total	81,42	1,38	82,39	5,63	85,96	1,6	85,16	1,56	85,27	1,41
composition minéralogique en % de moles										
kaolinite	2,2	1,1	69,6	6,8	25	2,6	2,4	0,7	1,80	0,4
goethite	85,8	3,2	30,4	6,8	75	2,6			98,20	0,4
gibbsite	12,6	3,4	0		0					
hématite	0	0	0		0		97,6	0,7		
Taux de substitution en % de moles										
Fe ₂ O ₃ (K)			3,2	2,7						
AlO(OH)	12		0		16,6	3,4			5,80	3,4
Al ₂ O ₃ (H)							8,3	2,0		

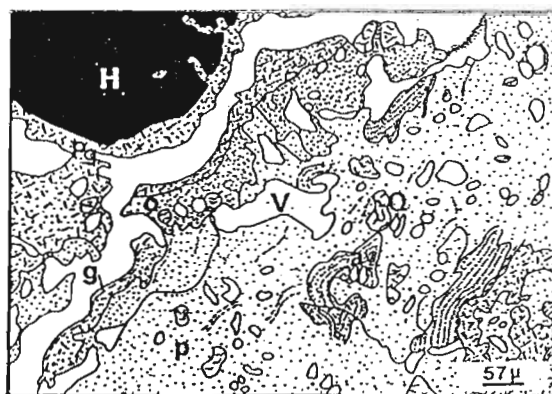
TABLEAU. XX - Estimation du taux de substitution des goethites des plasmas argilo-ferrugineux brun-orangé dans l'argile tachetée du profil de bas-versant.

méthode	Loi de Végard		Schulze	
	d ₍₁₁₀₎	d ₍₁₁₁₎	axe c	d ₍₁₁₁₎
% AlO(OH)	20,5	16,3	13,4	18,8

c - La carapace et la cuirasse ferrugineuses vermiformes

La carapace ferrugineuse est constituée d'un plasma brun isotrope, associé à des domaines anisotropes orangé (fig. 48). Le matériel de remplissage des tubules est un plasma cryptocristallin gris-blanchâtre à ocre dans lequel s'individualisent de nombreux ferriargilanes (fig. 48). La goéthite est dominante sur l'hématite. Son taux de substitution en % de moles d' $\text{AlO}(\text{OH})$ est donné dans le tableau XXI.

Les rares nodules sont argilomorphes, ils n'apparaissent qu'au sommet de l'horizon de cuirasse vermiforme à la transition avec l'horizon nodulaire meuble. Ils sont constitués d'hématite alumineuse à 6 % de moles d' Al_2O_3 en moyenne (fig. 50), et sont souvent isolés au sein d'un plasma orangé goéthitique (fig. 49). Leurs bordures sont chagrinées, mais cependant leurs anciennes limites sont encore visibles. Ces traits pétrographiques traduisent leur transformation géochimique au profit des plasmas goéthitiques. La goéthite se développe sous forme de cutanes (Pl. IV- 6 et Pl. V- 1), associée à des revêtements manganésifères constitués de lithiophorite qui présente le même habitus que dans l'horizon nodulaire du profil de haut-plateau (Pl. II- 1). Les caractéristiques cristallographiques et cristallographiques de cette goéthite d'accumulation secondaire figurent dans le tableau XXII. La gibbsite est également bien développée dans les vacuoles.



H : domaine nodulaire hématitique

Pg : plasma argiloferrugineux brun-orangé périnodulaire goéthitique

p : plasma argileux cryptocristallin gris-blanchâtre

o : plasma argileux ocre

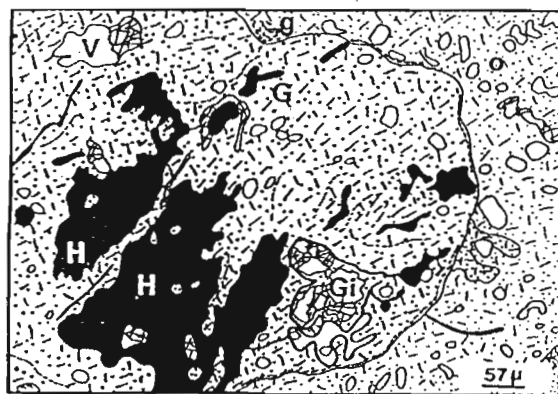
g : cutane ferrugineux à goéthite

a : argilane

Q : quartz

V : vide

Figure. 48 - Micromorphologie du faciès carapace vermiforme à la base d'un profil du bas-versant.



H : domaine nodulaire hématitique en voie de transformation

G : plasma ferrugineux périnodulaire anisotrope orangé goéthitique

o : plasma argileux ocre

Gi : gibbsite

g : cutane de goéthite

V : vide

Figure. 49 - Transformation du plasma nodulaire hématitique sous l'effet de l'hydratation au sommet de la cuirasse vermiforme dans le profil du bas-versant.

On remarquera la constance du taux de substitution quelle que soit la méthode employée, de même que la taille du domaine cohérent, de loin supérieure à celle des goéthites des profils du haut-plateau. Les goéthites secondaires des cuirasses vermiformes se développent dans des vides de tailles centimétriques, et apparaissent ainsi mieux cristallisées que celles des cortex périnodulaires ou au sein des matrices internodulaires.

TABLEAU. XXI - Estimation du taux de substitution de la goethite des plasmas ferrugineux bruns de la carapace ferrugineuse à faciès vermiforme du profil de bas-versant.

méthode	Loi de Végard		Schulze	
	$d_{(110)}$	$d_{(111)}$	axe c	$d_{(111)}$
% AlO(OH)	13,1	5,9	1,4	6,9

TABLEAU. XXII - Paramètres cristallochimiques et cristallographiques des goethites secondaires (cutanes) dans la cuirasse vermiforme du profil de bas-versant.

méthode	Loi de Végard		Schulze	
	$d_{(110)}$	$d_{(111)}$	axe c	$d_{(111)}$
% AlO(OH)	13,1	11,8	10	13,7
a = 4,621 ± 0,002		b = 9,945 ± 0,004		c = 3,035 ± 0,001
DMC ₁₁₀ = 355 Å		DMC ₁₁₁ = 355 Å		

Dans la partie inférieure du profil de bas-versant (argile tachetée et carapace vermiforme), l'évolution géochimique est continue entre le pôle kaolinite des plasmas gris-blanchâtre et le pôle hématite des plasmas les plus ferrugineux (fig. 50), caractérisant ainsi la ferruginisation croissante par accumulation absolue de fer au sein des plasmas argileux d'illuviation, remplissant un grand nombre de tubules de taille centimétrique.

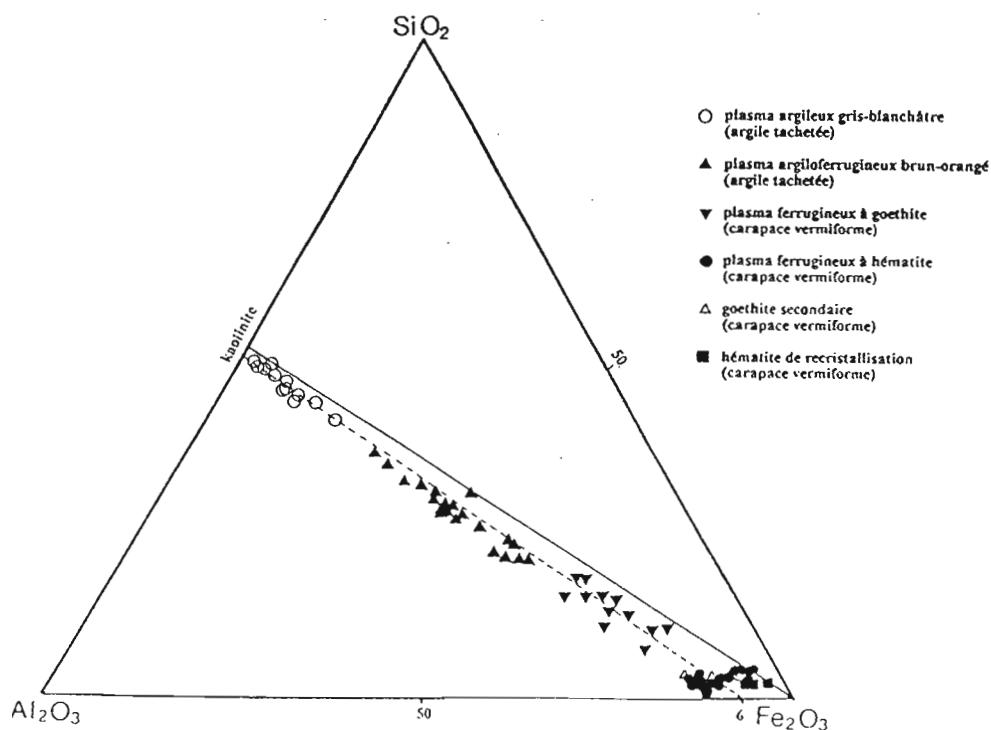


Figure. 50 - Evolutions géochimiques des faciès d'altération (argiles tachetées et carapace vermiforme) dans le profil du bas-versant.

d - L'horizon nodulaire

Sous le microscope, l'horizon nodulaire du profil de versant boisé est constitué de nodules aux bordures chagrinées comprenant un coeur hématisque cerné d'un plasma de transformation à goethite (fig. 51). Le plasma de la matrice non indurée est asépique, de couleur rouge, brun-orangé à ocre, et recoupé de nombreuses petites vacuoles remplies de gibbsite.

L'hématite a un domaine de cohérence un peu moins grand que celle des profils de haut-plateau ($DMC_{110} = 420 \text{ \AA}$).

Dans l'horizon nodulaire des profils de bas-versant on retrouve les mêmes figures de transformation des nodules hématisques en plasma goethitique. Par ailleurs, des grains de quartz de taille millimétrique non altérés sont encore visibles et des cristallisations de gibbsite remplissent également les vacuoles.



H : domaine nodulaire hématisque chagriné

G : plasma ferrugineux périnodulaire isotrope brun à goethite

R : plasma argiloferrugineux rouge de la matrice internodulaire

J : plasma argileux jaune de la matrice internodulaire

O : plasma argiloferrugineux anisotrope brun-orangé de la matrice internodulaire

GI : gibbsite

V : vide

Figure. 51 - Transformation des plasmas nodulaires hématisques sous l'effet de l'hydratation dans l'horizon nodulaire meuble d'un profil du versant boisé.

e - La cuirasse ferrugineuse nodulaire à protopisolithique

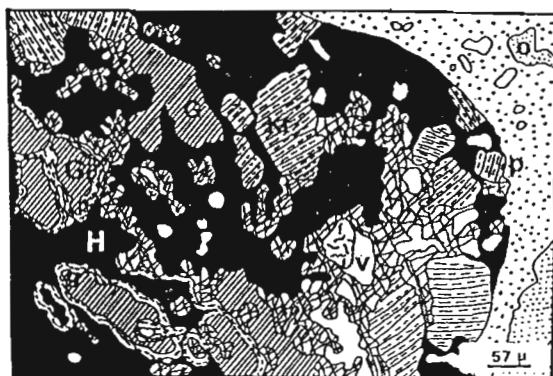
La cuirasse ferrugineuse nodulaire à protopisolithique est constituée de nodules hématisques souvent cernés de goethite et d'une matrice indurée argilo-ferrugineuse (fig. 53). Sous le microscope photonique la matrice apparaît sous la forme d'un plasma rouge où sont individualisés quelques domaines jaunâtres asépiques (fig. 52 et 53). Ce plasma est constitué d'un mélange de kaolinite (6%), de goethite (42%) et de gibbsite (52%) (tabl. XXIII). La goethite est fortement substituée en $AlO(OH)$ (15% de moles, taux estimé à partir des spectres de diffraction des rayons X). Ce plasma est également riche en titane (2,53%) et contient un peu de lanthane (0,15%) et de phosphore (0,29%).

TABLEAU. XXIV - Estimation du taux de substitution en % $AlO(OH)$ dans les goethites de cortex de la cuirasse protopisolithique du profil de bas-versant.

méthode	Loi de Végard		Schulze	
	$d_{(110)}$	$d_{(111)}$	axe c	$d_{(111)}$
% $AlO(OH)$	13,1	5,9	1,4	6,9
$DMC_{110} = 317 \text{ \AA}$	$DMC_{111} = 442 \text{ \AA}$			

La plupart des nodules sont lithomorphes et renferment des cristallisations de gibbsite secondaire dans les vacuoles à proximité desquelles se développent des plasmas à goethite (fig. 52 et 53). Le plasma de la matrice indurée est argilomorphe et

hématitique, et souvent recoupé d'un plasma tramé ocre-brun goethitique (fig. 53). L'hématite est substituée en moyenne à 9 % de moles d' Al_2O_3 (fig. 54).



Kf : "accordéons" de kaolinite jaune-orange

H : plasma ferrugineux intranodulaire rouge à hématite

G : plasma ferrugineux intranodulaire brun à goethite

Gi : plasma cristallin intranodulaire à gibbsite

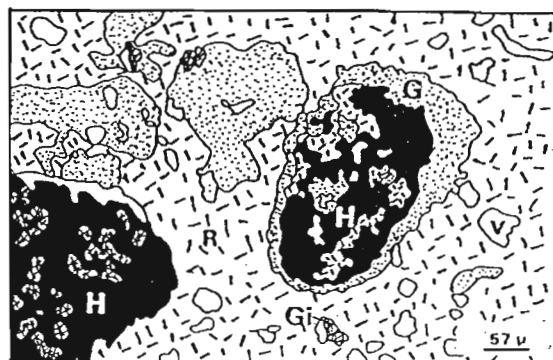
V : vide

g : cutane de goethite

p : plasma argiloferreux de la matrice internodulaire rouge

o : plasma argileux de la matrice internodulaire ocre

Figure. 52 - Transformation géochimique in situ des plasmas nodulaires à hématite-kaolinite en plasmas à goethite-gibbsite dans la cuirasse nodulaire du profil de bas-versant.



H : plasma nodulaire hématitique

G : frange périnodulaire et plasma ferrugineux brun-jaune goethitique

R : plasma argiloferreux rouge de la matrice internodulaire

Gi : gibbsite

V : vide

Figure. 53 - Transformation des plasmas nodulaires hématitiques en plasmas goethitiques sous l'effet de l'hydratation dans la cuirasse protopisolithique du profil de bas-versant.

La goethite secondaire qui se développe également dans les cortex périnodulaires est peu substituée en $\text{AlO}(\text{OH})$ (8% de moles) et contient du phosphore (0,23%) et du cuivre (0,1%) (tabl. XXIII). Le taux de substitution de la goethite secondaire des cortex a été calculé aussi à partir du déplacement des raies de diffraction X (tabl. XXIV). Cette goethite présente le même taux de substitution que celle de la carapace vermiculaire sous-jacente (tabl. XXI).

L'hématite des plasmas ferrugineux de recristallisation est peu alumineuse (1% de moles), et moins riche en P_2O_5 que la goethite (tabl. XXIII). Ses paramètres cristallographiques sont les suivants : $a = 5,098 \pm 0,003$ et $c = 13,922 \pm 0,007$. Cette hématite est de grande taille ($\text{DMC}_{110} = 522 \text{ \AA}$), comparable à celle des profils plus amont. Les kaolinites des nodules lithomorphes des cuirasses nodulaires du bas-versant sont légèrement ferrifères (tabl. XXV). La ferruginisation croissante des "accordéons" de kaolinite s'accompagne là encore d'une diminution des teneurs en alcalins en en alcalino-terreux et d'une augmentation des teneurs en La_2O_3 et en P_2O_5 (tabl. XXV).

Dans les cuirasses nodulaires du versant boisé, les feuillets les plus ferrugineux sont les plus enrichis en P_2O_5 et en CuO . La kaolinite des "accordéons" les moins ferrugineux est peu substituée en fer (1,6% en moyenne), tandis que l'hématite des "accordéons" les plus ferrugineux est substituée en moyenne par 4,4 % de moles d' Al_2O_3 (tabl. XXIII). La ferruginisation se traduit par une augmentation sensible des teneurs en titane (0,32% contre 0,09%), en phosphore (0,71% contre 0,13%) et en cuivre (0,13% contre 0,09%).

TABLEAU. XXIII - Composition chimique moyenne (1) des plasmas aluminoferrugineux de la matrice internodulaire, (4) des goethites secondaires des cortex, (5) des hématites secondaires des cortex dans la cuirasse protopisolithique du profil du bas versant, et (2) des kaolinites en "accordéons", (3) des hématites, associées aux kaolinites en "accordéons" dans la cuirasse nodulaire du profil du versant boisé (n : nombre d'analyses ; m : moyenne ; s : écart type ; K : kaolinite ; H : hématite).

faciès	(1)		(2)		(3)		(4)		(5)	
n	8		9		9		11		12	
Oxydes	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	8,57	0,79	37,88	9,5	3,06	1,31	1,5	0,37	1,32	0,39
TiO ₂	2,33	0,54	0,09	0,08	0,32	0,12	0		0,14	0,23
Al ₂ O ₃	41,56	2,79	32,78	5,59	4,99	1,01	3,42	1,18	1,81	0,62
Cr ₂ O ₃	0,09	0,08	0		0,08	0,03	0		0	
Fe ₂ O ₃	32,95	3,28	15,3	15,76	80,82	1,71	79,97	1,64	91,97	1,75
Mn ₂ O ₃	0,09	0,10	0		0		0		0	
La ₂ O ₃	0,15	0,15	0		0		0		0	
P ₂ O ₅	0,29	0,07	0,13	0,16	0,71	0,4	0,23	0,18	0,14	0,08
CuO	0,04	0,03	0,09	0,09	0,13	0,14	0,1	0,11	0,11	0,14
CaO	0		0,06	0,03	0,04	0,04	0		0	
MgO	0		0,09	0,04	0,04	0,02	0		0	
Na ₂ O	0		0,05	0,04	0		0,04	0,03	0	
K ₂ O	0,06	0,06	0,08	0,03	0		0		0	
Total	86,13	1,76	86,54	2,12	90,19	2	85,27	1,21	95,51,56	
composition minéralogique en % de moles										
kaolinite	6,3	0,5	77,3	25	4,6	2,1	1,1	0,4	1,9	0,6
goethite	42,1	4,9					98,9	0,4		
gibbsite	51,6	5,2								
hématite			22,1	25,6	95,4	1,9			98,1	0,6
Taux de substitution % de moles										
AlO(OH)	15						8	2,3		
Al ₂ O ₃ (H)			5,8	7,5	4,4	1,3			1,2	1
Fe ₂ O ₃ (K)			1,6	1,6						

Les paramètres cristallographiques de l'hématite des cuirasses nodulaires à nodules lithomorphes du profil de versant boisé sont les suivants : $a = 5,046 \pm 0,001$ et $c = 13,777 \pm 0,004$. Son domaine de cohérence a une taille d'environ 390 Å. Elle apparaît ainsi plus petite que l'hématite de recristallisation associée à la goethite dans les cortex périnodulaires.

Observés au Microscope électronique à balayage, l'hématite des nodules les plus ferrugineux présente un habitus en "choux fleur" (Pl. V- 3). Les cernes et cortex à goe-

thite qui se développent aux dépens des nodules à hématite (*Pl. V- 4 et 5*) sont constitués de cristaux qui croissent perpendiculairement au bord du nodule de façon centripète (*Pl. V- 5*) en se nourrissant du cœur hématitique sous l'effet de l'hydratation. De plus, l'existence d'un vide entre le cortex à goethite et le bord du nodule assure la pérennité de la transformation puisque le système reste ouvert. Par ailleurs, la matrice argiloferreuse internodulaire est aussi le siège de transformations minéralogiques qui conduisent également au développement de plasmas secondaires à goethite, ce qui se traduit finalement par un accroissement de la porosité (*Pl. V- 6*).

TABLEAU. XXV - Variation de la composition chimique des feuillets kaolinite en "accordéons" ferrugnisés dans la cuirasse nodulaire d'un profil du bas-versant (moy. : moyenne ; s : écart type ; H : hématite ; K : kaolinite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	moy.	s
SiO ₂	41,62	33,01	24,94	25,52	38,29	44,48	34,64	8,23
TiO ₂	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,07	0,02	0,03
ZrO ₂	0,08	0,11	0	0	0	0,08		
Al ₂ O ₃	34,35	27,78	21,84	22,42	32,47	36,36	29,20	6,17
Cr ₂ O ₃	0	0	0,13	0	0	0		
Fe ₂ O ₃	9,60	26,47	41,34	40,65	16,11	6,22	23,40	15,28
Mn ₂ O ₃	0,00	0,14	0,01	0,00	0,00	0,16		
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,4	0,13	0,21	0,00		
Ce ₂ O ₃	0	0,09	0	0	0	0,1		
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,10	0,23	0,00	0,10		
CuO	0,02	0,10	0,00	0,05	0,00	0,07	0,04	0,04
BaO	0,36	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00		
CaO	0	0	0	0,02	0,01	0,04		
MgO	0,03	0	0,02	0	0	0,04		
Na ₂ O	0,06	0,09	0,04	0,00	0,01	0,01	0,04	0,04
Total	86,17	88,2	88,85	89,03	87,1	87,73	87,34	2,19
composition minéralogique en % de moles								
kaolinite	87,0	63,0	44,0	45,0	76,0	94,0	68,2	21,1
hématite	13,0	37,0	56,0	55,0	24,0	6,0	31,8	21,1
Taux de substitution en % de moles								
Al ₂ O ₃ (H)	0,0	0,0	2,4	2,7	0,0	0,0		
Fe ₂ O ₃ (K)	2,9	1,0	0,0	0,0	0,2	3,8		

Les gibbsites secondaires (65,19 % Al₂O₃) cristallisant dans les vacuoles largement supérieures à 10 µm (*Pl. V- 2*) sont peu ferrugineuses (0,27 % Fe₂O₃) et renferment un peu de silice (0,11 %), de ZrO₂ (0,1%) et de Mn₂O₃ (0,08).

Dans la partie supérieure (cuirasse) du profil de bas-versant, on retrouve la tendance évolutive entrevue dans le profil plus amont. Les plasmas alumineux sont bien développés et les taux de substitution en alumine dans les oxyhydroxydes de fer sont supérieurs à ce qu'ils étaient plus bas dans le profil (fig. 54).

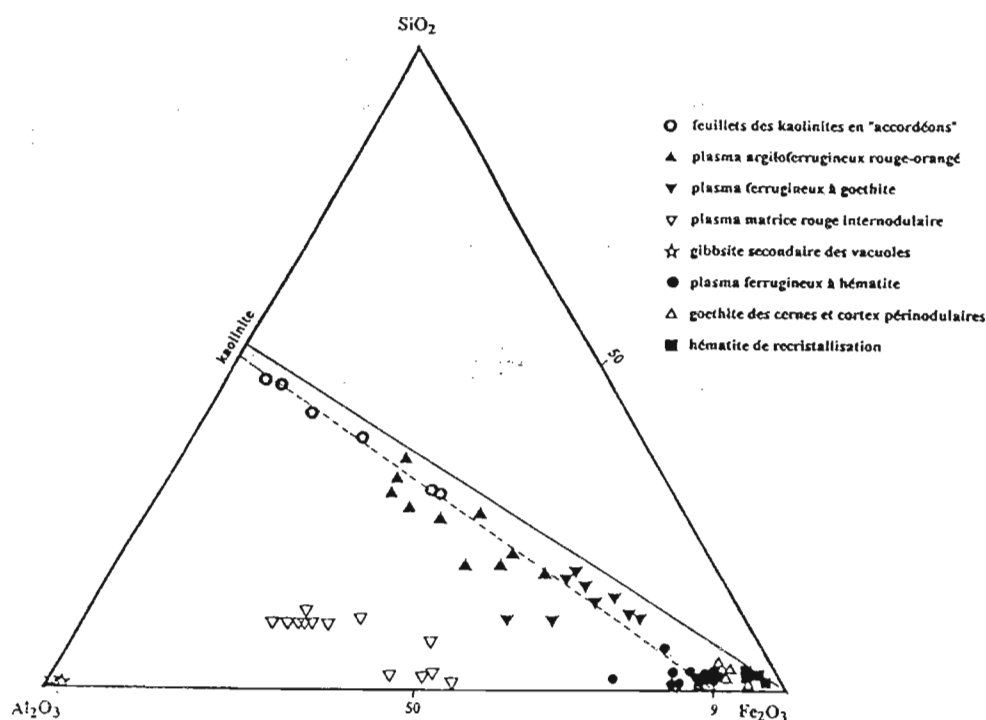


Figure. 54 - Evolution géochimique des faciès d'altération dans l'horizon nodulaire et la cuirasse nodulaire à protopisolithique du profil de bas-versant.

3 - Conclusions sur l'étude pétrographique et pétrologique des profils d'altération du système cuirassé de versants

De l'étude pétrographique et pétrologique des profils du système de versants on retiendra les principaux faits suivants:

- La saprolite fine conserve la structure schisteuse finement litée de la roche mère. Elle est polyphasée, successivement kaolinitique puis gibbsitique. Elle ne renferme aucun minéral parental à l'exception de quelques minéraux lourds tels que l'ilménite et de rares zircons plus résistants, et des reliques de micas ferruginisés.

La gibbsite se développe selon deux voies : - l'une entraîne le développement de plasmas d'altération primaires (accumulation relative) qui contiennent un peu de potassium et de baryum ; - l'autre favorise les accumulations secondaires dans les vides (accumulation absolue), moins siliceuses et moins ferrugineuses. Les plasmas gibbsitiques primaires succèdent aux plasmas kaolinitiques dans les sites riches en micas moins altérables que les amphiboles ou les plagioclases.

Le plasma ferrugineux surimposé aux plasmas argilasépiques est essentiellement constitué de goéthite, et contient du titane, du phosphore et du cérium. Par ailleurs, ce plasma en se développant sous forme d'une pellicule finement cristallisée sur les feuillets des micas, semble les protéger de l'altération kaolinitique initiale

- L'argile tachetée est polyphasée dans le système de versant. A l'amont elle résulte d'une évolution *in situ* de la saprolite sous-jacente au cours du processus de ferruginisation. A l'aval, elle est constituée en grande partie par des plasmas kaolinitiques d'illuviation qui servent de domaines d'accueil pour les accumulations absolues de fer,

précipitant sous forme de goethite, peu substituée en Al_2O_3 , mais contenant du titane, du chrome, du phosphore et du cuivre. La goethite secondaire cristallisant sur les parois des tubules et vacuoles est moins substituée mais plus riche en phosphore et cuivre. Les plasmas argileux gris-blanchâtre sont riches en magnésium et sodium, et contiennent du quartz.

Les domaines nodulaires hématitiques sont mal différenciés. l'hématite est substituée à environ 8 % de moles d'alumine, et contient du chrome et du lanthane.

- La carapace ferrugineuse vermiforme à grosses tubules remplies d'argile blanche n'apparaît qu'à l'aval du versant. Elle est exclusivement constituée de kaolinite et de goethite avec un peu de quartz. La présence de concrétions manganésifères indique des conditions d'Eh-pH plus réductrices que celles qui prévalent plus haut dans le profil, dans la cuirasse protopisolithique. Cet environnement est comparable à celui de la base des profils du haut-plateau, dans la zone de battement de la nappe.

- L'horizon nodulaire meuble des profils de versants boisés est marqué comme dans les profils du haut-plateau par la transformation partielle des nodules hématitiques, autour desquels se développent un plasma goethitique, qui apparaît sous forme de cernes et cortex dans le profil de bas-versant.

- La cuirasse nodulaire à protopisolithique renferme des éléments reliques de cuirasse massive. Elle tend vers un faciès pisolithique et elle s'enrichit en gibbsite et en goethite. La goethite est généralement secondaire, se développant aux dépens des nodules hématitiques sous forme de cortex rubanés. Elle est peu substituée en $\text{AlO}(\text{OH})$ et contient du phosphore et du cuivre. La gibbsite de grande taille qui cristallise dans les vacuoles est peu ferrugineuse. La matrice internodulaire indurée est faite d'un plasma d'altération essentiellement constitué de goethite et de gibbsite, et renfermant du titane, rappelant le faciès géochimique de la matrice internodulaire des horizons nodulaires meubles sous la cuirasse du haut-plateau.

La ferruginisation croissante au voisinage des "accordéons" de kaolinite dans les nodules lithomorphe se traduit par une augmentation des teneurs en phosphore et lanthane.

C - LE SYSTEME CUIRASSE DES BAS-PLATEAUX

Sur les bas-plateaux, alternent zones dénudées, cuirassées, et zones boisées où la cuirasse se démantèle. Les profils d'altération y sont moins épais que dans les deux précédents systèmes et sont constitués de bas en haut (fig. 55) : une saprolite fine presque entièrement immergée ; un horizon d'argile tachetée renfermant des domaines nodulaires peu indurés et peu épais ; une carapace ferrugineuse vermiforme ; une cuirasse ferrugineuse polyphasée.

1 - Etude pétrographique à l'échelle macroscopique des profils d'altération du bas-plateau

a - La saprolite

La saprolite apparaît à environ 7 m de profondeur dans les profils d'altération du système de bas-plateaux. Nous n'avons pu en observer que le toit, puisqu'elle est presque totalement immergée. Sa texture est argilo-limoneuse, sa couleur ocre-jaune avec des

domaines de taille centimétrique blancs qui apparaissent décolorés. Sa structure est généralement massive. Néanmoins, il peut se différencier des domaines de taille décimétrique schisteux finement lités et de couleur ocre-brun ou des domaines finement grenus de couleur rose-blanchâtre plus quartzeux. La transition avec l'horizon d'argile tachetée se fait sur environ 30 cm.

b - L'argile tachetée

L'argile tachetée est épaisse d'environ 1 m. Elle est constituée de domaines ocre, et de taches violacées qui présentent la structure schisteuse finement litée de la roche mère et préfigurent ainsi les nodules lithomorphes de l'horizon nodulaire meuble sus-jacent. La transition avec l'horizon nodulaire et la carapace ferrugineuse à faciès vermi-forme est très festonnée.

c - L'horizon nodulaire meuble

L'épaisseur de l'horizon nodulaire est comprise entre 0,5 et 2 m dans les profils étudiés. La matrice qui englobe les nodules ferrugineux est du même type que celle de l'argile tachetée, mais elle est parcourue de trames brunes goethitiques. Les nodules sont de taille centimétrique, de nature argilomorphe de couleur rouge-orangé et de structure massive, plus rarement lithomorphe et de couleur rouge-violacé et structure schisteuse fine et litée héritée de la roche mère.

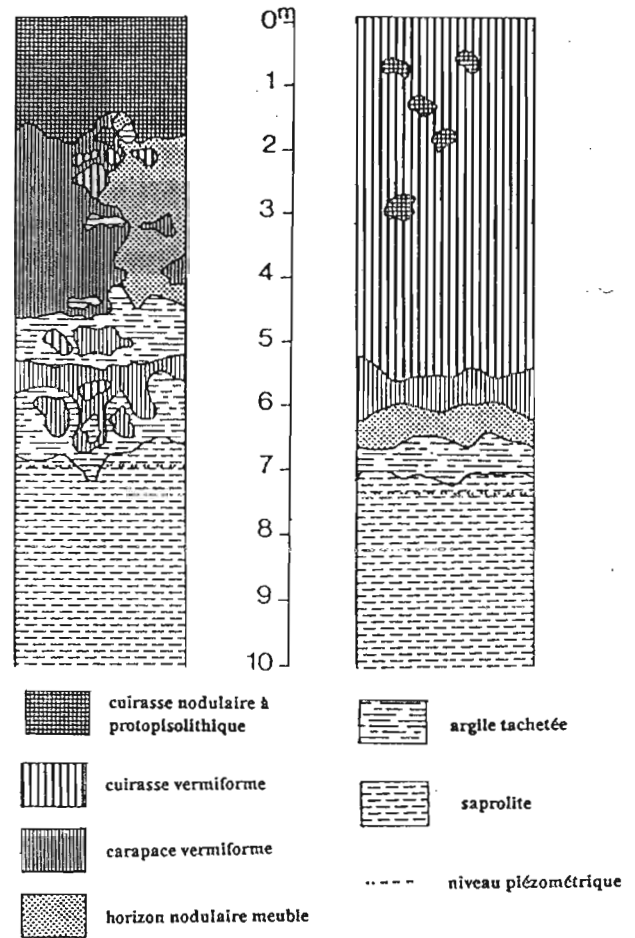


Figure. 55 - Distribution verticale et relation entre les principaux faciès d'altération dans les profils de bas-plateaux.

d - La carapace ferrugineuse vermi-forme

La carapace ferrugineuse a une épaisseur comprise entre 0,5 et 4 m dans les profils du système du bas-plateau. Elle présente les mêmes caractères pétrographiques que celle des profils du système de versants. La transition avec les argiles tachetées est très festonnée (fig. 55). La matrice ocre est très réticulée par un réseau tramé de couleur brune à goethite.

e - La cuirasse ferrugineuse polyphasée

La cuirasse ferrugineuse observée dans les profils du système de bas-plateaux apparaît soit nodulaire à protopisolithique de couleur rouge, soit vermi-forme de couleur ocre brun. Ces deux faciès sont étroitement imbriqués l'un dans l'autre. Les quartz perdurent dans les deux.

Dans le faciès nodulaire à protopisolitique, les nodules sont de taille centimétrique, de couleur rouge violacé (hématite) souvent cerné de brun (goethite) et la matrice est rouge jaunâtre. La cuirasse nodulaire est épaisse d'environ 1 m dans les profils étudiés.

La cuirasse vermiforme est mieux développée et plus épaisse que la cuirasse nodulaire puisqu'elle atteint 5 m dans l'un des profils étudiés (fig. 55). Elle est caractérisée par une matrice argilo-ferrugineuse moyennement indurée à indurée de couleur ocre-brunâtre dans laquelle les nodules rouge-violacé sont mal individualisés et la plupart du temps cernés d'un domaine tramé brun goethitique. Tubules et vacuoles sont nombreux, de taille centimétrique, et souvent tapissées sur leurs bordures par des cutanes bruns de goethite.

TABLEAU. XXVI - Composition chimique moyenne (1) des micas reliques de type phengites et (2) des plasmas d'altération kaoliniques dans la saprolite fine, d'un profil du bas-plateau (n : nombre d'analyses ; m : moyenne ; s : écart type ; K : kaolinite).

Faciès	(1)		(2)	
n	14		7	
Oxydes	m	s	m	s
SiO ₂	42,69	2,54	43,52	1,70
TiO ₂	0,45	0,14	0	
Al ₂ O ₃	28,27	3,32	34,25	1,66
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04		
Fe ₂ O ₃	5,65	2,5	2,27	0,62
La ₂ O ₃	0	0	0,17	0,23
Ce ₂ O ₃	0	0	0,17	0,13
P ₂ O ₅	0,05	0,05		
BaO	0,5	0,44	0,19	0,14
CaO	0,06	0,05	0,06	0,02
MgO	1,47	0,58	0,12	0,11
Na ₂ O	0,61	0,45	0,04	0,03
K ₂ O	8,61	1,46	0,19	0,36
Total	88,68	7,61	80,98	3,73
composition minéralogique en % de moles				
kaolinite			87,3	2,0
goethite			6,7	1,7
quartz			6,0	2,7
Taux de substitution % de moles				
Fe ₂ O ₃ (K)			3,9	1,0

La base de la cuirasse baigne dans la nappe, et par conséquent elle est sujette à des conditions d'hydromorphie, qui oscillent verticalement au gré des saisons. Quoiqu'il en soit cet aspect sera rediscuté dans le chapitre suivant.

2 - Etude pétrologique à l'échelle microscopique des profils d'altération du système de bas-plateaux

a - La saprolite fine

La saprolite fine est constituée d'un plasma argileux cryptocristallin dans lequel on observe des domaines présentant une extinction onduleuse.

Les plasmas d'altération kaoliniques sont constitués en moyenne de 87% de kaolinite substituée à 4% de moles de Fe_2O_3 , de 7% de goethite et de 6% de quartz microcristallin (tabl. XXVI). Ils contiennent encore des alcalins (K), des alcalino-terreux (Ba, Mg) et des terres rares (La et Ce).

Quartz, feldspaths et micas reliques sont encore présents et sont dispersés dans les plasmas d'altération. La composition chimique moyenne des micas reliques de type phengites est donnée dans le tableau XXVI.

b - L'argile tachetée et l'horizon nodulaire meuble

L'argile tachetée et l'horizon nodulaire des profils du système des bas-plateaux présentent les mêmes caractères micromorphologiques que ceux des profils du système de versant.

Les plasmas d'altération kaolinitiques renfermant des reliques de minéraux primaires (micas...) ont été analysés à la microsonde électronique (tabl. XXVII). Ils sont encore riches en MgO et en K_2O .

Les minéraux parentaux de type micas sont encore nombreux dans les plasmas d'altération de la saprolite et l'argile tachetée. Néanmoins ceux qui ont été analysés dans l'argile tachetée sont moins riches en silice et alumine mais plus ferrifères que ceux de la saprolite (fig. 56)

TABLEAU. XXVII - Composition chimique des plasmas d'altération kaolinique des minéraux primaires (micas, chlorite) dans l'argile tachetée d'un profil du bas-plateau.

Oxydes	1	2	3	4
SiO_2	33,85	32,00	39,05	32,24
TiO_2	0,29	0,44	0,53	0,31
Al_2O_3	20,51	19,87	25,07	20,78
Cr_2O_3	0,11	0,00	0,01	0,00
Fe_2O_3	27,17	29,54	19,03	29,46
La_2O_3	0,00	0,00	0,21	0,35
P_2O_5	0,00	0,17	0,00	0,04
CuO	0,15	0,07	0,00	0,03
BaO	0,00	0,51	0,65	0,68
CaO	0,20	0,30	0,16	0,18
MgO	1,48	1,58	1,69	1,69
Na_2O	0,43	0,40	0,71	0,61
K_2O	3,33	3,82	4,83	4,43
Total	87,52	88,70	91,94	90,8

c - La cuirasse et la carapace ferrugineuses vermiformes

La carapace et la cuirasse vermiformes des profils du système des bas-plateaux présentent les mêmes caractères micromorphologiques que celles des profils d'altération du système de versants. Néanmoins, quelques nodules lithomorphes peuvent s'individualiser dans la cuirasse des profils des bas-plateaux. Elle tend alors vers un faciès nodulaire.

TABLEAU. XXVIII - Composition chimique moyenne (1) des kaolinites en "accordéons" et (2) des hématites des "accordéons" dans les domaines nodulaires, (3) des plasmas ferrugineux à goethite et (4) des plasmas d'illuviation à kaolinite-goethite, dans la cuirasse vermiforme des profils du bas-plateau (n : nombre d'analyses ; m : moyenne ; s : écart ; H : hématite ; K : kaolinite).

faciès	(1)		(2)		(3)		(4)	
n	10		7		8		6	
Oxydes	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	42,25	3,4	1,17	0,34	13,28	1,91	13,78	1,54
TiO ₂	0		0,07	0,07	0,6	0,22	0,68	0,37
ZrO ₂	0,1	0,2	0		0,06	0,12	0,08	0,09
Al ₂ O ₃	35,11	2,58	1,65	0,38	13,26	2,66	16,88	1,59
Cr ₂ O ₃	0,05	0,07	0,03	0,03	0,13	0,08	0,06	0,05
Fe ₂ O ₃	7,99	5,96	79,07	0,76	62,92	6,21	52,38	1,50
La ₂ O ₃	0,12	0,25	0		0		0	
Ce ₂ O ₃	0,09	0,2	0,1	0,2	0		0	
P ₂ O ₅	0,05	0,04	2,09	0,32	0,23	0,13	0,55	0,24
CuO	0		0,19	0,12	0,05	0,07	0,09	0,12
CaO	0,05	0,04	0,03	0,09	0,05	0,02	0,04	0,03
MgO	0,03	0,03	0		0,05	0,03		
Na ₂ O	0,02	0,03	0,07	0,07	0		0,06	0,06
K ₂ O	0,05	0,04	0,02	0,03	0,07	0,04	0	
Total	85,56	1,49	84,35	1,36	90,67	2,93	84,59	1,58
composition minéralogique en % de moles								
kaolinite	87,8	8,6	1,9	0,6	11,8	2	13,3	1,7
hématite	12,7	11,5	98,1	0,6				
goethite					88,2	2	86,8	1,7
Taux de substitution en % de moles								
AlO(OH)					10	9,6	26,6	3,3
Al ₂ O ₃ (H)			1,4	0,4				
Fe ₂ O ₃ (K)	1,9	1,5						

Les kaolinites en "accordéons" des nodules lithomorphes sont ferruginisées et substituées à environ 2% de moles de Fe₂O₃ (tabl. XXVIII). Les "accordéons" les plus

ferruginisés sont aussi les plus riches en P_2O_5 (2,09%) et en CuO (0,19%). L'hématite est substituée en moyenne à 2 % de moles d' Al_2O_3 (fig. 56). Les plasmas d'altération goéthitiques sont plus alumineux (10% de moles d' $AlO(OH)$ substitué), et sont plus riches en chrome (0,13%) (tabl. XXVIII). Les plasmas d'illuviation se présentent sous la forme de domaines riches en cutanes (goethanes et ferri-argilanes) constitués de 87% de goéthite substituée à 13% de moles d' Al_2O_3 et de 13% de kaolinite (tabl. XXVIII).

A côté des nodules lithomorphes, les domaines nodulaires argilomorphes sont constitués d'un plasma rouge à hématite peu substituée et qui contient un peu de sodium (0,1%) (tabl. XXIX).

TABLEAU. XXIX - Composition chimique moyenne (1) des plasmas d'altération hématitiques et (2) des goéthites secondaires des cortex dans les cuirasses vermiformes, et (3) des plasmas argilo-ferrugineux à structure micronodulaire de la cuirasse nodulaire à protopisolithique, dans les profils du bas-plateaux (n : nmbre d'analyses ; m : moyenne ; s : écart type ; H : hématite).

faciès	(1)		(2)		(3)	
n	7		9		6	
Oxydes	m	s	m	s	m	s
SiO_2	2,71	1,19	1,59	0,38	15,81	0,96
TiO_2	0,18	0,11	0		1,02	0,74
ZrO_2	0		0		0,08	0,12
Al_2O_3	2,67	1,11	2,56	0,65	14,11	1
Cr_2O_3	0		0,14	0,08	0,02	0,04
Fe_2O_3	82,44	2,14	76,98	1,9	58,12	2,83
La_2O_3	0		0,15	0,12	0,23	0,25
Ce_2O_3	0		0		0,1	0,13
P_2O_5	0,35	0,18	1,67	0,31	0,28	0,13
CuO	0		0,15	0,09	0,04	0,04
CaO	0		0,06	0,09	0,07	0,05
MgO	0,02	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03
Na_2O	0,10	0,05	0,07	0,04	0,12	0,05
K_2O	0,05	0,04	0		0,06	0,04
Total	88,49	3,16	83,36	2	89,79	2,14
composition minéralogique en % de moles						
kaolinite	4,1	2,0	1,3	0,1	26,3	1,5
goéthite			98,7	0,9		
hématite	95,9	2,0			73,8	1,5
Taux de substitution en % de moles						
Al_2O_3 (H)	0,8	0,7			2	2
$AlO(OH)$			4,8	0,04		

Autour des domaines nodulaires, se développent des cernes et des cortex bruns à goethite un peu substituée (tabl. XXIX) que la goethite des cutanes (2,4% contre 3,3%), mais plus riche en phosphore (1,67% contre 0,55%), et qui contient aussi du chrome (0,14%), du lanthane (0,15%) et du cuivre (0,15%).

d - La cuirasse nodulaire à protopisolitique

La cuirasse nodulaire à protopisolitique contient des nodules argilomorphes tels qu'ils ont été définis lors de l'étude des profils du plateau élevé. Sous le microscope photomique, ils apparaissent sous la forme d'un plasma rouge micronodulaire, jaunissant sur ses bords. Il est constitué de 74% d'hématite substituée à 2% de moles d' Al_2O_3 et de 26% de kaolinite (tabl. XXIX). Il contient également un peu de TiO_2 (1,02%), Ce_2O_3 (0,1%), P_2O_5 (0,28%) et de Na_2O (0,12%).

On peut observer également quelques rares nodules lithomorphes avec des micas et des quartz reliques non altérés. Au sommet de l'horizon, des trames brun-orangé goethitiques se développent aux dépens des plasmas et autour de nodules argilomorphes.

Les oxyhydroxydes de fer des plasmas d'altération dans les cuirasses des profils de bas-plateaux sont peu substitués en alumine. Les phases les plus ferrifères sont celles des faciès vermiforme (fig. 56).

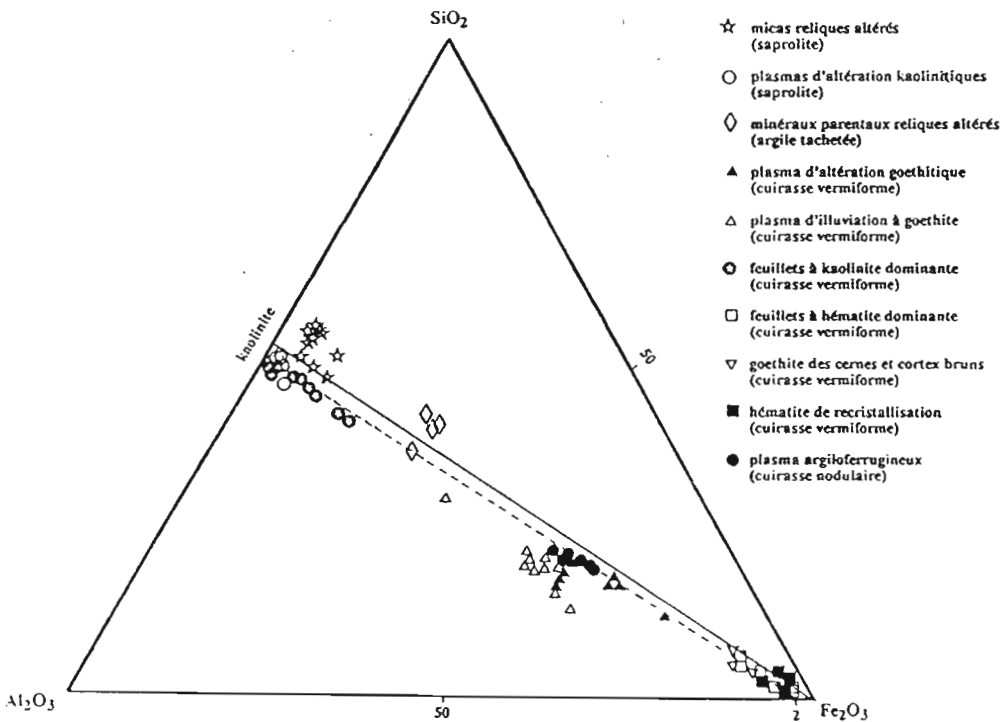


Figure. 56 - Evolution géochimique des faciès d'altération dans les profils de bas-plateaux.

Les plasmas argiloferrugineux et ferrugineux de type argiloferrugineux et cutanes sont proches de ceux analysés dans les argiles tachetées et les carapaces vermiformes du profil de versant (fig. 50 et 56).

Les kaolinites des domaines nodulaires hématitiques de type lithomorphe sont proches de celles analysées dans la saprolite (fig. 56).

3 - Conclusions sur l'étude pétrographique et pétrologique des profils d'altération du système de bas-plateaux

De l'étude pétrographique et pétrologique des profils d'altération du système de bas-plateaux nous retiendrons les faits suivants:

- La saprolite est essentiellement constituée de kaolinite, et de minéraux parentaux relictuels. Cela se traduit par le maintien du magnésium et du potassium et de certains éléments trace tels que La et Ce, garants de la signature géochimique des roches mères présumées être des amphibolites schisteuses. Par conséquent, la saprolite des profils du système des bas-plateaux apparaît moins évoluée que celle des profils du système des versants.

- La cuirasse vermiculaire est le faciès dominant de ce système. C'est le plus goethitique et le plus riche en kaolinite illuviale. La présence de nodules ou plutôt de taches ferrugineuses violacées hématitiques indique qu'il s'agit d'un faciès nodulaire en voie de formation. Le quartz et les micas sont encore bien conservés dans les parties supérieures des profils cuirassés, ce qui sous-entend que les cuirasses des bas-plateaux sont moins évoluées que celles des systèmes précédents.

- Les profils d'altération des bas-plateaux sont moins épais que ceux des deux précédents systèmes. Ils sont composés de faciès d'altération moins évolués du point de vue de l'intensité des processus de dissolution plus ou moins complète des minéraux parentaux et de ferruginisation des plasmas d'altération. Nous dirons qu'ils sont moins matures que les faciès des systèmes de versants et des haut-plateaux où aucun minéral parental ne subsiste dans la saprolite fine étudiée, et où les faciès hématitiques sont mieux développés vis à vis des faciès goethitiques.

IV - DIFFERENCIATION PETROLOGIQUE DES PROFILS D'ALTERATION DES TROIS SYSTEMES CUIRASSES. RESUME DES FAITS MARQUANTS ET CONCLUSION

L'étude pétrographique et pétrologique des trois systèmes cuirassés permet de les différencier selon deux processus géochimiques qui concourent au développement différentiel des profils d'altération. Il s'agit de la saprolitisation, et de la ferruginisation sous les horizons de cuirasse et dans la cuirasse, cette dernière intervenant sous deux modalités différentes.

A - L'ALTERATION DANS LES SAPROLITES FINES

On a vu que la saprolite fine des profils d'altération des versants était le siège de transformations minéralogiques caractérisées par la filiation minéralogique kaolinite-halloysite-gibbsite.

Une telle filiation n'a jamais été observée dans la saprolite des profils situés sur les bas-plateaux. Deux voies d'altération ont été mises en évidence dans la saprolite fine des profils de versants. La première est caractérisée par la paragenèse kaolinite-goethite (fig. 57) qui semble dériver de l'altération pseudomorphique des assemblages à amphiboles-plagioclases. La seconde succède à la première, et elle est caractérisée par la paragenèse gibbsite-goethite (fig. 57), dérivant plutôt de l'altération tardive des minéraux micacés initialement protégés par un "voile" ferrugineux de goethite. De plus, dans ces

mêmes sites, un plasma gibbsitique secondaire se développe dans les vides, et se surimpose à toutes les structures initiales. La goethite présente dans cette saprolite est substituée à environ 15 % de moles d'AlO(OH).

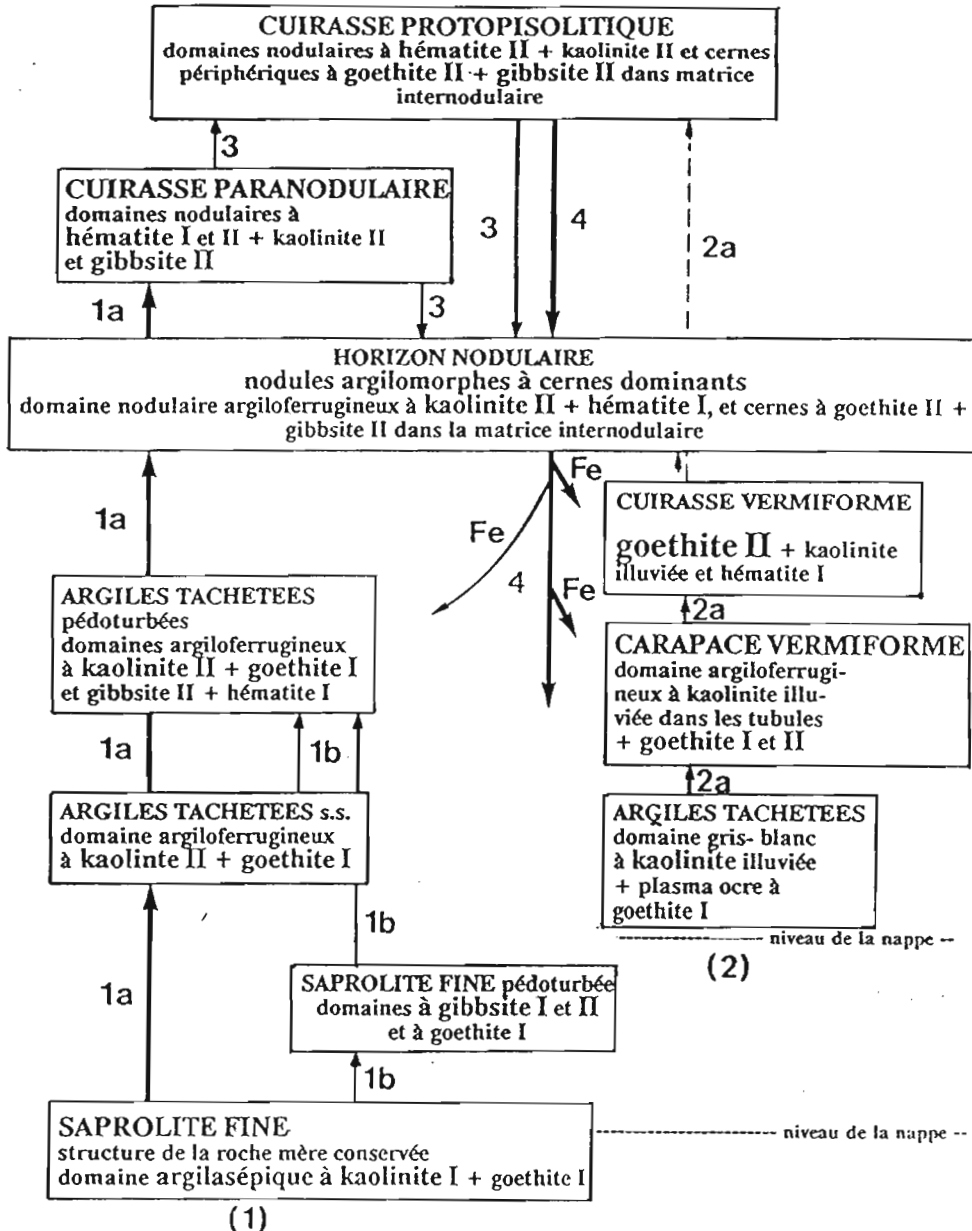


Figure. 57 - Evolution des faciès d'altération argileux, alumineux et ferrugineux dans les profils de versant boisé (1) et, de bas-versant (2) au cours des processus de saprolitisation et de ferruginisation conduisant de la saprolite à la cuirasse protopisolithique (1a : aggradation du fer sous forme de goethite puis d'hématite dans des sites riches en domaines argilasépiques hérités de la saprolite ; 1b : transformation des faciès précédents sous l'effet de l'hydratation et de la pédoturbation ; 2a : aggradation du fer sous forme de goethite au sein des plasma argileux illuviés, puis sous forme d'hématite dans les nodules ; 3 : dégradation des plasmas nodulaires hématitiques sous l'effet de l'hydratation et développement des cernes et cortex à goethite conjugués à la formation de gibbsite dans les matrices internodulaires ; 4 : remobilisation du fer et accumulation sous forme de cutanes goethitiques dans les faciès vermiformes).

La saprolite et l'argile tachetée des profils de bas-plateaux renferment encore quantité de minéraux parentaux tels que des micas (fig. 58). Les processus d'altération y sont donc moins intenses que dans les profils de versants. Par ailleurs, cette saprolite est soumise à des conditions hydromorphes, qui tendent à effacer les structures parentales et à décolorer les matrices argileuses.

B - LA FERRUGINISATION SOUS LES HORIZONS DE CUIRASSES

Sous les cuirasses, les processus de ferruginisation conduisent au développement d'horizons nodulaires épais dans les profils des hauts-plateaux, ou de carapaces ferrugineuses épaisses dans les profils situés à l'aval des versants et sur les bas-plateaux. Dans tous les cas, deux types de ferruginisation se relaient sous les cuirasses, l'une est hématitique et l'autre est goéthitique. La goéthite se forme soit par transformation des plasmas hématitiques primaires dans les profils des hauts-plateaux (fig. 59), soit par précipitation à partir des solutions qui percolent à travers les matériaux argileux remplissant les vacuoles et les tubules dans les carapaces des deux autres systèmes (fig. 57 et 58).

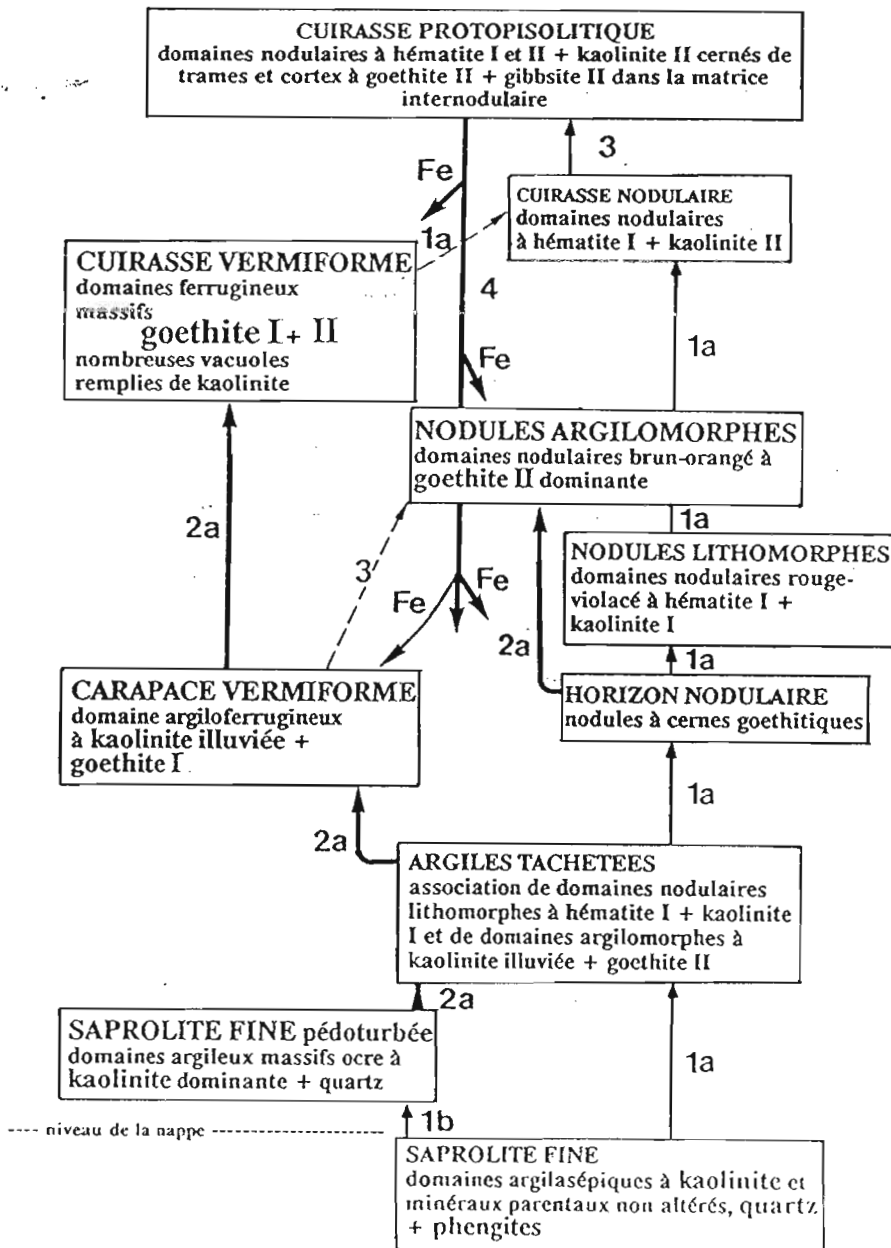


Figure. 58 - Evolution des faciès d'altération argilo-ferrugineux dans les profils de bas-plateaux au cours des processus de saproliisation et ferruginisation et sous l'effet des conditions hydromorphes locales (1a : aggradation du fer sous forme d'hématite au sein de domaines riches en kaolinite et micas reliques hérités de la saprolite ; 1b : transformation des structures précédentes sous l'effet de l'hydratation et la pédoturbation ; 2a : aggradation du fer sous forme de goéthite au sein des plasmas argileux illuviés ; 3 : dégradation des faciès nodulaires hématitiques ; 4 : remobilisation du fer et accumulation sous forme de eutanes et cernes périnodulaires dans les faciès vermiformes).

La première apparaît plus petite et plus substituée en aluminium que la seconde. Dans le premier cas, il s'agit d'une dégradation des faciès cuirassés nodulaires hématitiques (fig. 59), alors que dans le second il s'agit plutôt d'une aggradation au sein des faciès d'argile tachetée à larges tubules (fig. 57 et 58).

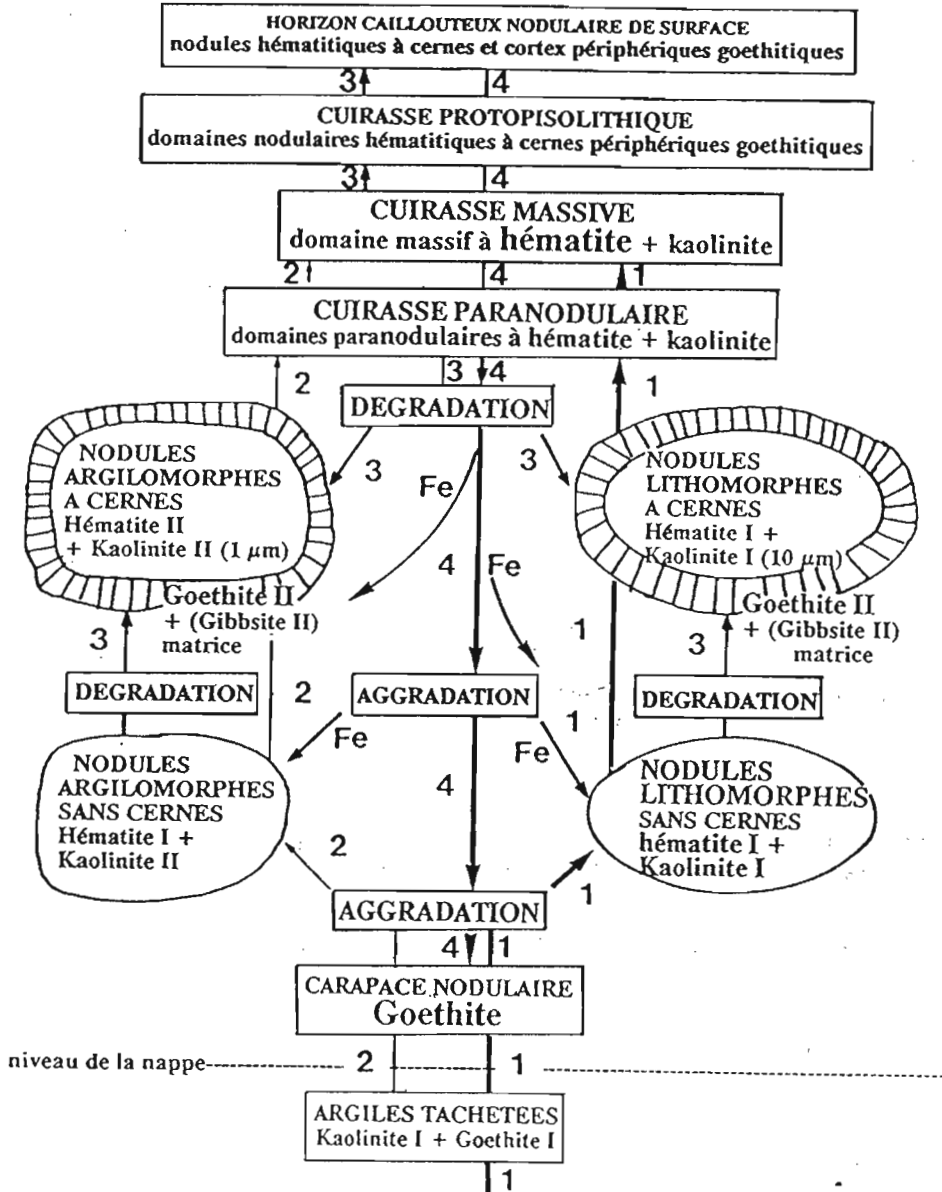


Figure. 59 - Évolution des faciès d'altération ferrugineux dans les profils du haut-plateau au cours des processus d'aggradation puis de dégradation des domaines nodulaires et de la cuirasse paranodulaire à massive (1 : aggradation du fer dans des domaines argileux hérités de la saprolite conduisant à la formation de nodules lithomorphes ; 2 : aggradation de fer dans des domaines argileux pédoturbés conduisant aux nodules argilomorphes ; 3 : Dégradation des structures précédentes sous l'effet de l'hydratation conduisant aux nodules à cernes goethitiques ; 4 : remobilisation du fer et accumulation sous forme de goethite à la base de l'horizon nodulaire).

Par ailleurs, à la base des horizons nodulaires dans les profils des hauts-plateaux, le fer s'accumule sous forme de goethite, ce qui conduit finalement à la formation d'un horizon de carapace nodulaire (fig. 59). Cette goethite est substituée entre 16 et 28 % de moles d' $\text{AlO}(\text{OH})$, et apparaît mal cristallisée. Elle est accompagnée de la co-précipitation de lithiophorite et d'oxydes de cérium, en environnement plus réducteur dans la zone de battement de la nappe.

1 - Evolution de la ferruginisation sous les cuirasses des hauts-plateaux

Sous les cuirasses des hauts-plateaux, la ferruginisation évolue selon deux voies: hématitique et goethitique (fig. 59).

La ferruginisation hématitique se développe au sein des plasmas argilasépiques à grandes kaolinites de 10 à 20 μm formant des "accordéons" de 100-200 μm , dont la morphologie (forme, taille...) rappelle celle des kaolinite de la saprolite. Cette ferruginisation conduit au développement des nodules lithomorphes, et des faciès de cuirasse paranodulaire à massive (fig. 59).

La ferruginisation goethitique évolue quant à elle selon deux voies. Dans un premier temps, elle se développe au sein des plasmas argilasépiques à kaolinite dans la saprolite fine et surtout dans l'argile tachetée, et sans relation particulière avec la kaolinite. Dans un second temps, plus haut dans les profils, elle se développe aux dépens des domaines nodulaires hématitiques sous la forme de cortex rubanés périphériques ou de trames brunes recoupant les fonds matriciels (fig. 59). Elle peut aussi précipiter par accumulation absolue de fer au sein des vides. La goethite secondaire est moins substituée en alumine comparée à celle de la saprolite.

La ferruginisation sous les cuirasses des hauts-plateaux résulte donc de deux processus antagonistes :

- Un processus d'aggradation qui conduit à la formation des nodules hématitiques illustré par la séquence minéralogique suivante:



(AT : argile tachetée ; HN : horizon nodulaire)

- Un processus de dégradation qui conduit au développement de cortex et cutanes goethitiques illustré par la séquence minéralogique suivante:



2 - Evolution de la ferruginisation sous les cuirasses de versants et de bas-plateaux

Sous les cuirasses de versants et de bas-plateaux, la ferruginisation est à dominante goethitique. La nodulation hématitique est rare, et se présente plutôt sous la forme de taches indurées rouge-violacé de nature argilomorphe. Les carapaces ferrugineuses n'en demeurent pas moins comme des faciès nodulaires en voie de formation (fig. 57 et 58). Par ailleurs, la présence de concrétions manganésifères à lithiophorite signe des conditions réductrices en environnement hydromorphe, qui stimulent par ailleurs des processus de déferruginisation dans la zone de battement de la nappe.

Les faciès nodulaires lithomorphes sont mieux développés dans les profils situés à l'amont des versants qu'à l'aval (Fig. 58). Les faciès vermiformes, bien représentés dans les profils de bas-plateau dérivent de processus de ferruginisation ménagée au sein de plasma argileux pédoturbés et souvent illuvié dans les tubules et vacuoles (fig. 57 et 58). Dans tous les cas, la goethite qui s'accumule dans les plasmas argileux illuviés et celle des cortex sont moins substituées que celles des argiles tachetées (7 % contre 12 %).

C - LA FERRUGINISATION DANS LES CUIRASSES

La structure des cuirasses est massive ou paranodulaire dans le système du haut-plateau, paranodulaire ou protopisolithique dans le système des versants, et vermiforme à nodulaire dans celui des bas-plateaux.

La kaolinite associée à l'hématite dans les cuirasses de haut-plateaux et de versants est en partie héritée de la saprolite, et n'est pas épigénisée par l'hématite (fig. 59). La goethite résulte de la ferruginisation par l'accumulation absolue de fer au sein des plasmas kaolinitiques illuviés remplissant les tubules et les vacuoles des cuirasses vermiformes dans les profils des bas-plateaux (fig. 57 et 59). Lorsqu'elle se développe au sein des cortex périnodulaires, elle résulte de la transformation de l'hématite sous l'effet d'une augmentation de l'activité de l'eau et de conditions moins oxydantes (SCHWERTMANN, 1981 ; FITZPATRICK et SCHWERTMANN, 1982 ; DIDIER et al., 1983 ; KAMPF et SCHWERTMANN, 1983 ; SCHWERTMANN et MURAD, 1983 ; TARDY et NAHON, 1985 ; TROLARD et TARDY, 1987 ; TARDY et al., 1988 ; AMBROSI, 1990 ; BEAUVAIS et TARDY, 1991).

C'est ce mécanisme géochimique qui conduit à la formation des faciès protopisolithiques que l'on trouve au sommet de la plupart des profils d'altération cuirassés (NAHON, 1976).

Dans tous les cas, la transformation des faciès nodulaires hématitiques au sommet des profils, induit la remobilisation d'une partie du fer qui migre plus bas, et s'accumule soit à la base de l'horizon nodulaire des profils du haut-plateau pour former une carapace nodulaire à goethite (fig. 59), soit dans les faciès vermiformes sous forme de cutanes à goethite (fig. 57 et 58).

CHAPITRE. 4

DIFFERENCIATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES PROFILS D'ALTERATION

CHAPITRE. 4 - DIFFERENCIATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES PROFILS D'ALTERATION

Trois systèmes cuirassés ont été distingués selon leur situation géomorphologique, et selon leurs caractères pétrologiques distinctifs à l'échelle des faciès d'altération et des assemblages minéraux. Au sein de chacun de ces systèmes, les profils d'altération sont caractérisés aussi par leurs variations minéralogiques et géochimiques verticales et latérales à l'échelle d'un profil et aussi à l'échelle d'une zone test cartographiée (chap. 7).

I - DIFFERENCIATION MINERALOGIQUE

Les proportions des minéraux ont été calculées semi-quantitativement selon la méthode expérimentée par MAZALTARIM (1989), ce qui permet de suivre leur évolution le long des profils d'altération cuirassés. Certains tableaux d'analyses figurent en annexes (tabl. 45 à 54).

A - EVOLUTION MINERALOGIQUE DANS LES PROFILS DE HAUT-PLATEAU.

Dans les profils d'altération du haut-plateau, on passe de la base au sommet d'un horizon nodulaire meuble à une cuirasse paranodulaire à massive.

1 - Evolution minéralogique dans l'horizon nodulaire

D'une manière générale l'horizon nodulaire est riche en goethite (tabl. XXX) et plus particulièrement à sa base, où on l'a vu dans le chapitre précédent, elle est enrichie par accumulation absolue dans une carapace nodulaire. La base de l'horizon présente environ 60 % de goethite contre 20 % au sommet. L'évolution du rapport RHG (100 hématite / hématite + goethite) diminue par conséquent du sommet à la base du profil.

TABLEAU. XXX - Composition minéralogique de l'horizon nodulaire du profil d'altération de haut-plateau (m : moyenne ; s : écart type ; RHG : 100 * hématite / (hématite + goethite) ; RKGi : 100 kaolinite / (kaolinite + gibbsite)).

n°. éch.	101	102	103	104	105	m	s
prof. (m)	9	8	5,9	4 .	3,4		
quartz	2	2	0	1	1	1	0
kaolinite	34	33	49	41	63	44	12
goethite	62	57	15	32	19	37	21
hématite	2	7	44	25	16	18	16
gibbsite	0	0	0	0	0	0	0
total	99	100	100	100	100	100	0
RHG	3	11	74	44	46	35	28
RKGi	100	100	100	100	100	100	

A l'inverse, le sommet de l'horizon est relativement plus riche en hématite et surtout très argileux puisqu'on enregistre environ 60 % de kaolinite contre 30 % à la base.

Localement, le contraste entre goethite et hématite est moins fort. Néanmoins, le rapport RHG augmente alors que RKGi ($\text{RKGi} = 100 \cdot \text{kaolinite} / (\text{kaolinite} + \text{gibbsite})$) diminue de la base au sommet (fig. 60).

La figure 60 montre clairement l'antagonisme entre la base plus riche en goethite et le sommet de l'horizon plutôt hématitique et surtout kaolinitique.

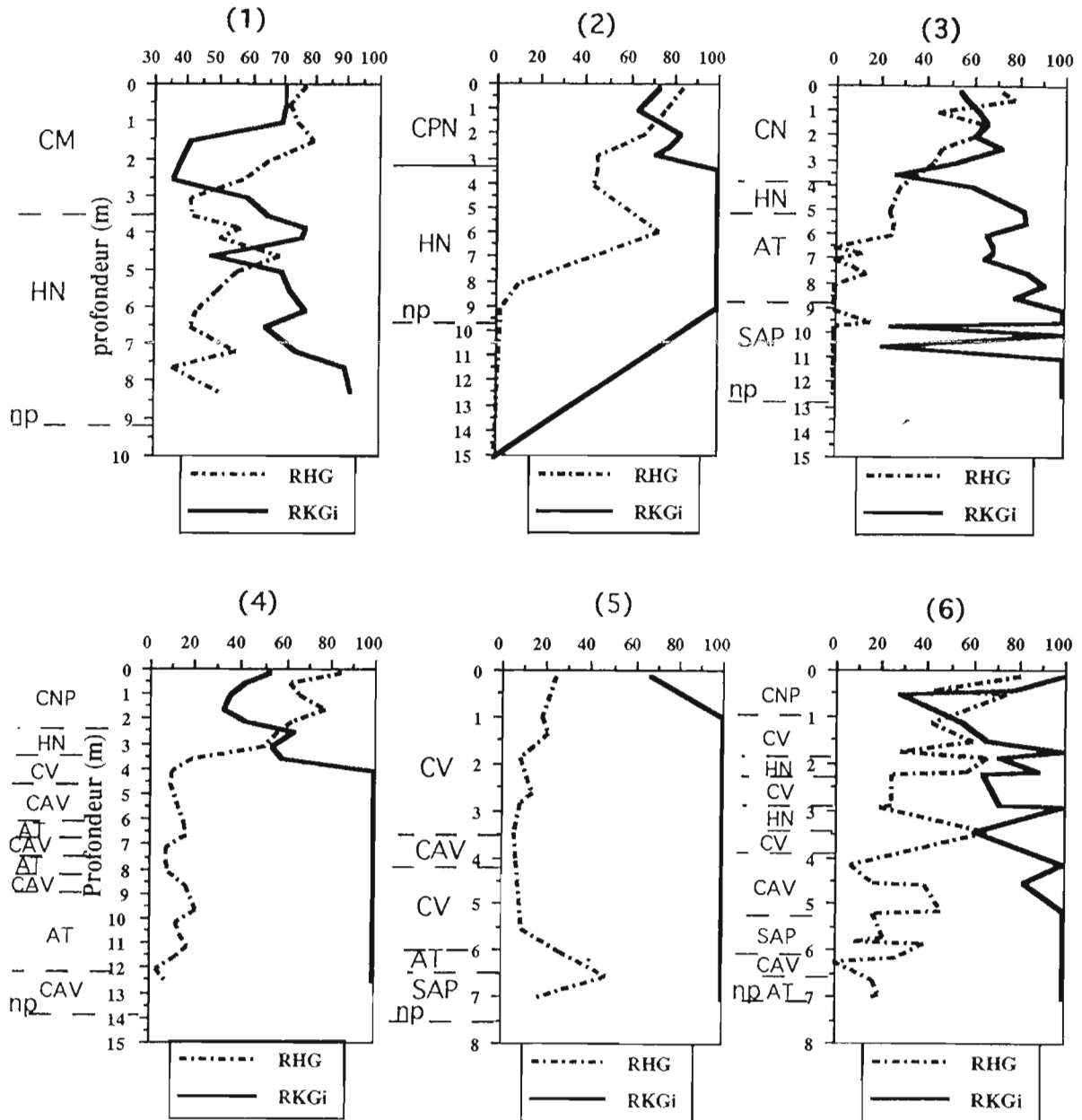


Figure. 60 - Evolution des rapports minéralogiques RHG et RKGi dans les profils d'altération du Haut-Mbomou ((1) et (2) : profils du haut-plateau ; (3) : profil du versant boisé ; (4) profil du bas-versant ; (5) et (6) : profils du bas-plateau ; np : niveau piézométrique ; SAP : saprolite ; AT : argile tachetée ; CAV : carapace vermiciforme ; CV : cuirasse vermiciforme ; HN : horizon nodulaire ; CN : cuirasse nodulaire ; CPN : cuirasse paranodulaire ; CM : cuirasse massive ; CNP : cuirasse nodulaire à protopisolithique).

2 - Evolution minéralogique dans la cuirasse ferrugineuse paranodulaire à massive

Les cuirasses paranodulaires à massive du haut-plateau sont essentiellement constituées d'hématite (40 %) et de kaolinite (30 %) contre 19 % de goethite et 10 % de gibbsite (tabl. XXXI).

TABLEAU. XXXI - Composition minéralogique de la cuirasse paranodulaire à massive du profil d'altération du haut-plateau (m : moyenne ; s : écart type ; RHG : $100 \times \text{hématite} / (\text{hématite} + \text{goethite})$; RKGi : $100 \times \text{kaolinite} / (\text{kaolinite} + \text{gibbsite})$).

n°. éch.	106	107	108	109	110	m	s
prof. (m)	2,8	2,5	2	1	0,1		
quartz	1	0	0	0	0	0	
kaolinite	29	36	36	27	28	31	4
goethite	31	24	19	13	9	19	8
hématite	27	29	38	44	53	38	10
gibbsite	11	10	7	15	10	10	2
total	100	99	100	98	100	99	0
RHG	46	55	67	77	85	66	15
RKGi	72	78	84	64	74	74	7

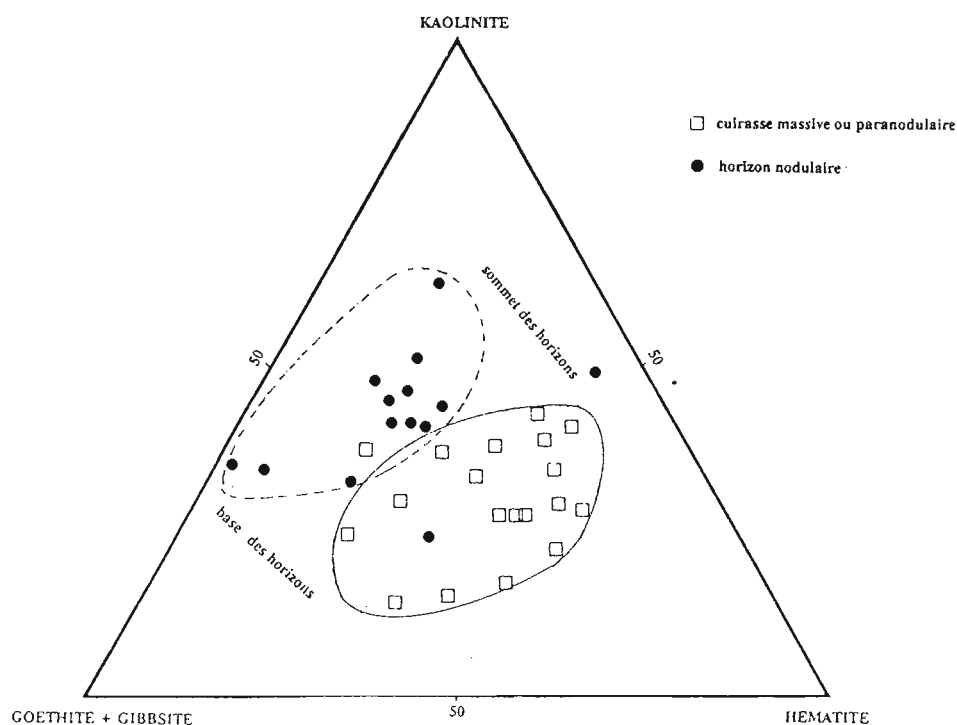


Figure. 61 - Variation de la composition minéralogique dans les profils du haut-plateau.

On remarque ici que la kaolinite se maintient dans les cuirasses riches en hématite, comme on l'a vu lors de l'étude pétrologique.

Le tableau XXXI et la figure 61 rendent compte de l'évolution minéralogique de la cuirasse depuis la base de l'horizon jusqu'au sommet. Il apparaît clairement que la partie supérieure des horizons de cuirasse est plus hématitique que la partie inférieure, avec un domaine privilégié pour la formation d'hématite dans la partie médiane (fig. 60). En revanche, la goethite est plutôt concentrée à la base et réapparaît au sommet des horizons (tabl. XXX), où on l'a vu, les nodules hématitiques sont souvent bordés d'un cerne goethitique, qui peut aussi se développer dans la matrice sous la forme de trame, aux côtés de la gibbsite qui cristallise par dans les vacuoles.

3 - Pour résumer

Après l'étude minéralogique des profils d'altération du haut-plateau on souligne les faits marquants suivants:

- Dans l'horizon nodulaire, la goethite est enrichie à la base, tandis que le sommet est très argileux. La partie médiane de l'horizon présentant une composition intermédiaire légèrement décalée vers le pôle hématite (fig. 61).

- La cuirasse des haut-plateaux est essentiellement constituée d'hématite et de kaolinite. A sa base, cette cuirasse est moins hématitique et plus goethitique. L'hématite est maximale dans la partie médiane des profils où la cuirasse à faciès massif est bien développée, et où la porosité est faible.

B - EVOLUTION MINERALOGIQUE DANS LES PROFILS D'ALTERATION DU VERSANT

On prend en compte ici, les profils du versant boisé et ceux du bas-versant dénudé. On rappelle qu'ils sont composés de la base au sommet d'une saprolite, surmontée d'un horizon d'argile tachetée, puis un horizon nodulaire meuble, une carapace vermiforme épaisse qui s'intercale entre l'argile tachetée et l'horizon nodulaire dans le profil de bas-versant, enfin une cuirasse nodulaire à protopisolitique renfermant des éléments reliques de cuirasse massive qui termine les profils.

1 - La saprolite fine

La saprolite fine du profil de versant boisé est constituée dans sa partie inférieure où la structure de la roche mère est préservée de kaolinite (55 %) et goethite (35 %), et dans sa partie supérieure où la structure parentale est effacée sous l'effet de la pédoturbation de gibbsite (50 %) et goethite (35 %). Néanmoins, il subsiste encore 15 % de kaolinite (tabl. complet en annexe). L'horizon présente en fait deux passées gibbsitiques dans sa partie supérieure. Il est dépourvu d'hématite et de quartz.

2 - L'argile tachetée

L'horizon d'argile tachetée du profil de versant boisé est constitué en moyenne de 50 % de kaolinite, 40 % de goethite et 10 % de gibbsite (tabl. XXXII). Dans sa partie supérieure, il est pédoturbé et enrichi en gibbsite (15-20 %, contre 5 % pour la partie inférieure). A l'inverse, il est moins riche en kaolinite au sommet (35 % contre 55 % à la base). L'hématite est encore peu différenciée. Néanmoins, elle apparaît au sommet de

l'horizon (5 à 7 %).

TABLEAU. XXXII - Composition minéralogique moyenne de la saprolite et l'argile tachetée du profil de versant boisé (n : nombre d'échantillons ; m : moyenne ; s : écart type).

Faciès	SAP		AT	
n	7		8	
minéraux	m	s	m	s
quartz	0		1	1
kaolinite	51	25	49	13
goethite	35	6	40	6
hématite	0		2	3
gibbsite	14	24	10	7
RHG	0		5	7
RKGi	78	37	83	14

Le rapport RKGi discrimine assez bien les deux types de faciès de l'horizon (fig. 60). Il semble comme dans la saprolite sous-jacente, que la gibbsitisation coïncide avec la pédoturbation

A l'aval, l'argile tachetée est essentiellement kaolinitique (71 %) et goethitique (22 %), et renferme un peu de quartz et d'hématite (tabl. XXXIII). Sa composition minéralogique varie tout au long du profil entre le pôle kaolinite et le pôle goethite à hématite constante (fig. 62).

TABLEAU. XXXIII - Composition minéralogique moyenne des horizons d'argile tachetée et de carapace vermiforme du profil d'altération situé sur le bas-versant (m : moyenne ; s : écart type ; nbre d'éch. : nombre d'échantillons).

Faciès	AT		CAV	
nbre éch.	7		8	
minéraux	m	s	m	s
quartz	4	3	3	2
kaolinite	58	4	71	4
goethite	34	4	22	5
hématite	5	2	3	1
gibbsite	0		0	
Total	100		99	
RHG	13	4	13	6

base et très hématitique à son sommet (tabl. XXXIV et fig. 62), où elle renferme des éléments de cuirasse massive. Comme la cuirasse du haut-plateau, elle est dépourvue de quartz, à l'exception du quartz filonien signalé dans le chapitre précédent.

La cuirasse protopisolitique du profil de bas-versant est essentiellement constituée d'hématite (40 %), de gibbsite (20 %), de goethite (20 %) et de kaolinite (15 %). Elle contient aussi un peu de quartz (5 %). Néanmoins, comme dans les autres profils de l'amont, elle apparaît plus goethitique à sa base (tabl. XXXIII et fig. 62). En revanche, elle est aussi très hématitique au sommet, en raison de l'existence de "boules" reliques de cuirasse massive.

TABLEAU. XXXIV - Composition minéralogique moyenne des cuirasses nodulaires à protopisolitique des profils de versants (VB : versant boisé ; BV : bas-versant ; n : nombre d'échantillons ; m : moyenne ; s : écart type)

Faciès	VB		BV	
n	9		5	
minéraux	m	s	m	s
quartz	0		4	2
kaolinite	22	6	15	2
goethite	29	11	17	6
hématite	33	11	42	10
gibbsite	15	3	22	5
Total	99	1	100	1
RHG	53	17	71	10
RKGi	59	13	41	8

6 - Pour résumer

De l'étude minéralogique des profils du système de versants on retiendra les principaux faits suivants:

- La saprolite fine est polyphasée, alternativement kaolinitique dans les domaines à structure de la roche mère conservée puis gibbsitique lorsque cette structure est effacée sous l'effet de la pédoturbation et de la ferruginisation croissante. Elle ne renferme aucun minéral parental à l'exception de quelques minéraux lourds tels que l'ilménite et le zircon, plus résistants.

- L'argile tachetée et la carapace vermiforme du profil de bas-versant sont exclusivement kaolinitiques et goethitiques.

- L'horizon nodulaire renferme du quartz et il est également riche en gibbsite. La présence de ce quartz suggère soit que cet horizon nodulaire dérive du démantèlement géochimique de la cuirasse sus-jacente, soit que le quartz provienne d'apports au cours de processus d'érosion du versant, par gravité à travers la porosité. Néanmoins, on doit

rappeler que les termites peuvent transporter des quantités de quartz significatives depuis les horizons d'argiles tachetées jusqu'en surface (FREYSSINET, 1990). Cependant, la tranche des profils observés ici ne montre pas de quartz dans les horizons de saprolite ou d'argile tachetée.

- La cuirasse nodulaire à protopisolithique s'enrichit en gibbsite et en goethite par rapport à la cuirasse des hauts-plateaux. Le faciès protopisolithique est aussi riche en hématite que la cuirasse massive mais appauvrie en kaolinite. Les faciès les plus hématitiques sont ceux qui renferment des éléments de cuirasse plus massive. D'une manière générale, la base des horizons de cuirasse est plus riche en goethite.

- Les faciès les plus riches en quartz se situent dans les profils à l'aval des versants.

C - EVOLUTION MINERALOGIQUE DES PROFILS D'ALTERATION DE BAS-PLATEAU

On rappelle que les profils de bas-plateau sont composés de la base au sommet par une saprolite surmontée d'un horizon d'argile tachetée et d'un horizon nodulaire meuble, une carapace et une cuirasse vermiforme, et au sommet une cuirasse nodulaire à protopisolithique. L'un des deux profils étudiés présente des limites interhorizons très festonnées. Tout se passe comme si deux profils différents coexistaient côte à côte.

1 - La saprolite fine

L'horizon de saprolite fine des profils de bas-plateau est essentiellement constituée de kaolinite (75 %) et de goethite (15 %). Cet horizon renferme aussi un peu de quartz (8 %) et des traces d'hématite. D'un profil à un autre, les teneurs en quartz varient (tabl. XXXV), de même que les teneurs en goethite, qui sont extrêmement faibles dans les faciès décolorés à structure massive (tabl. XXXV et fig. 63).

2 - L'argile tachetée

L'horizon d'argile tachetée est peu marqué dans les profils de bas-plateau. Il est riche en kaolinite (60 %), contient plus de goethite que la saprolite (25 %), et il apparaît surtout plus hématitique (10 %), et moins quartzeux (2 %).

TABLEAU. XXXV - Variation de la composition minéralogique dans la saprolite des profils d'altération du bas-plateau .

n°. éch.	1	2	3	4	5	m	s
prof. (m)	7	6,6	6,15	5,75	5,75		
quartz	0	12	17	8	1	8	7
kaolinite	72	78	78	85	78	78	5
goethite	23	9	4	5	19	12	90
hématite	4	2	0	3	2	2	1
gibbsite	0	0	0	0	0	0	
total	99	101	99	101	100	100	1
RHG	15	17	0	40	9	16	15

Les faciès les plus riches en hématite sont situés au sommet de l'horizon à la transition avec l'horizon nodulaire (fig. 63).

3 - L'horizon nodulaire meuble

Comme dans les profils de versants, l'horizon nodulaire meuble est constitué en moyenne de 35 % de kaolinite, 25 % de goéthite, 20 % d'hématite, 10 % de gibbsite et 10 % de quartz (tabl. XXXVI). Les domaines les plus hématitiques sont situés au milieu de l'horizon et d'une manière générale la partie inférieure est plus riche en goéthite et kaolinite tandis que la gibbsite se développe plutôt dans la partie supérieure. De plus, le quartz est surtout concentré au sommet de l'horizon.

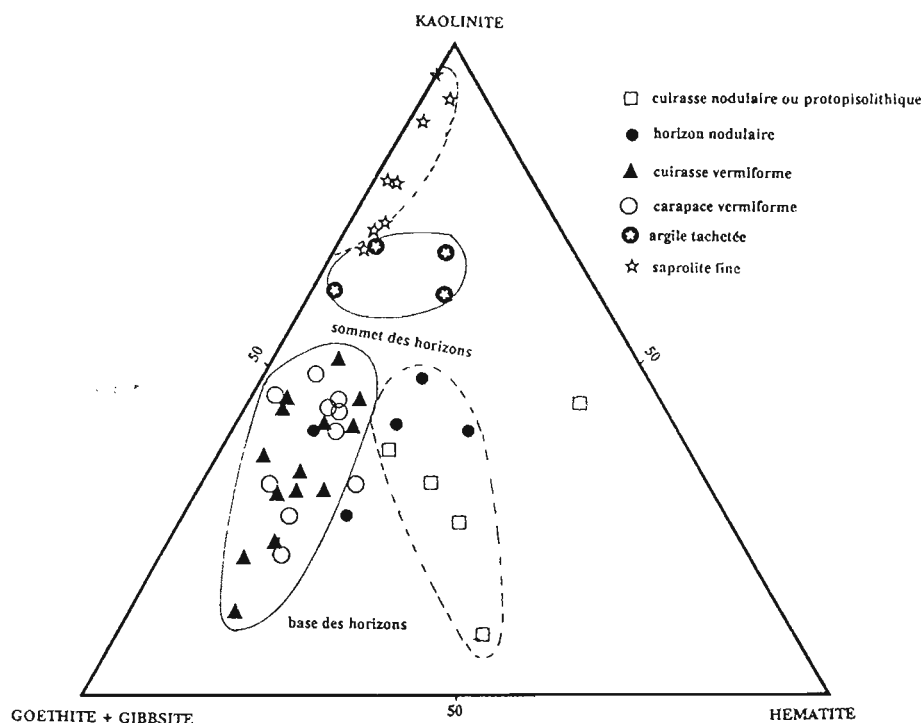


Figure. 63 - Variation de la composition minéralogique dans les profils du bas-plateau.

4 - La carapace et la cuirasse vermiculaire

La carapace vermiculaire est constituée essentiellement de goéthite (40-55 %), de kaolinite (30-40 %), avec un peu d'hématite (10-15 %) et un peu de quartz (2-5 %). Néanmoins, l'horizon peut être localement plus riche en quartz (tabl. XXXVI). Il est dépourvu de gibbsite. Par ailleurs, la partie médiane de certains profils est très riche en goéthite (60 %) (fig. 63), l'horizon apparaissant par ailleurs plus induré.

La cuirasse vermiculaire est le faciès cuirassé le mieux développé dans les profils de bas-plateaux. Elle est riche en goéthite (45-55 %), contient entre 20 et 40 % de kaolinite et environ 10 % d'hématite. Finalement, elle n'est pas plus hématitique que la carapace (fig. 63). Vers le sommet des profils, elle peut renfermer jusqu'à 20 % de gibbsite (tabl. XXXVI). Les domaines les plus goéthitiques se situent au milieu de l'horizon. Ce sont aussi les plus riches en kaolinite. La cuirasse vermiculaire renferme peu de quartz (3 %).

5 - La cuirasse nodulaire ou protopisolithique

Sur les bas-plateaux, la cuirasse nodulaire ou protopisolithique peut coiffer localement les profils d'altération. Cette cuirasse est plus riche en hématite (35 %) (fig. 63) et par conséquent moins goethitique (20 %). En revanche, elle renferme encore 30 % de kaolinite et contient environ 10-12 % de gibbsite et un peu de quartz (3 %). Les teneurs en gibbsite les plus fortes (20 %) sont enregistrées au milieu du profil cuirassé de même que l'hématite (50 %). Ceci coïncide avec de faibles teneurs en goéthite et en kaolinite (tabl. XXXVI et fig. 60).

TABLEAU. XXXVI - Composition minéralogique moyenne des horizons d'altération ferrugineuse dans les profils du bas-plateaux (HN : horizon nodulaire ; CAV : carapace vermiforme ; CV : cuirasse vermiforme ; CNP : cuirasse nodulaire à protopisolithique ; n : nombre d'échantillons ; m : moyenne ; s : écart type).

faciès	HN		CAV		CV		CNP	
n	6		6		11		5	
minéral	m	s	m	s	m	s	m	s
quartz	7	8	5	5	3	2	3	2
kaolinite	37	7	43	3	39	7	29	13
goéthite	27	11	43	4	46	7	19	7
hématite	18	8	9	3	10	4	36	11
gibbsite	11	5	0	0	3		13	8
total	100	1	100	0	101	1	100	1
RHG	42	19	18	6	18	6	65	15
RKGi	76	12	100		94	6	67	26

6 - Pour résumer

De l'étude minéralogique des profils d'altération du système de bas-plateau nous retiendrons les faits suivants:

- La saprolite est essentiellement constituée de kaolinite, et de minéraux parentaux relictuels tels que quartz et micas. Localement, elle est sujette à des conditions d'hydromorphie qui provoquent une décoloration du matériau et par conséquent une déferrugínisation. Elle est finalement pauvre en oxyhydroxydes de fer comparée à la saprolite des profils de versant boisé.

- L'argile tachetée et la carapace vermiforme sus-jacente sont les horizons les plus riches en kaolinite et en quartz.

- L'horizon nodulaire apparaît comme un horizon de démantèlement de la cuirasse nodulaire à protopisolithique. Il est plus riche en quartz et en gibbsite.

- La cuirasse vermiforme des profils d'altération de bas-plateau est le faciès le plus

goethitique. Elle ne renferme que peu d'hématite. Les faciès les plus goethitiques sont aussi les plus riches en kaolinite, conformément aux processus d'accumulation de fer au sein de domaines argileux illuviés.

- La cuirasse nodulaire ou protopisolitique est le faciès le plus hématitique des profils de bas-plateau. Cette cuirasse contient aussi de la gibbsite et s'apparente ainsi à celle des profils de bas-versant.

D - CONCLUSIONS DE L'ETUDE MINÉRALOGIQUE

- La saprolite des profils du versant boisé apparaît plus riche en goethite que celle des profils de bas-plateau (fig. 64). Par ailleurs, elle est sujette à des phénomènes de pédoturbation qui oblitérent les structures originelles et favorisent la formation des faciès riches en gibbsite qui se développent alors aux dépens des faciès à kaolinite.

De son côté, la saprolite des profils de bas-plateau évolue dans un environnement hydromorphe et moins oxydant, qui se traduit par une décoloration de la matrice argileuse dans laquelle la structure originelle héritée de la roche mère s'estompe.

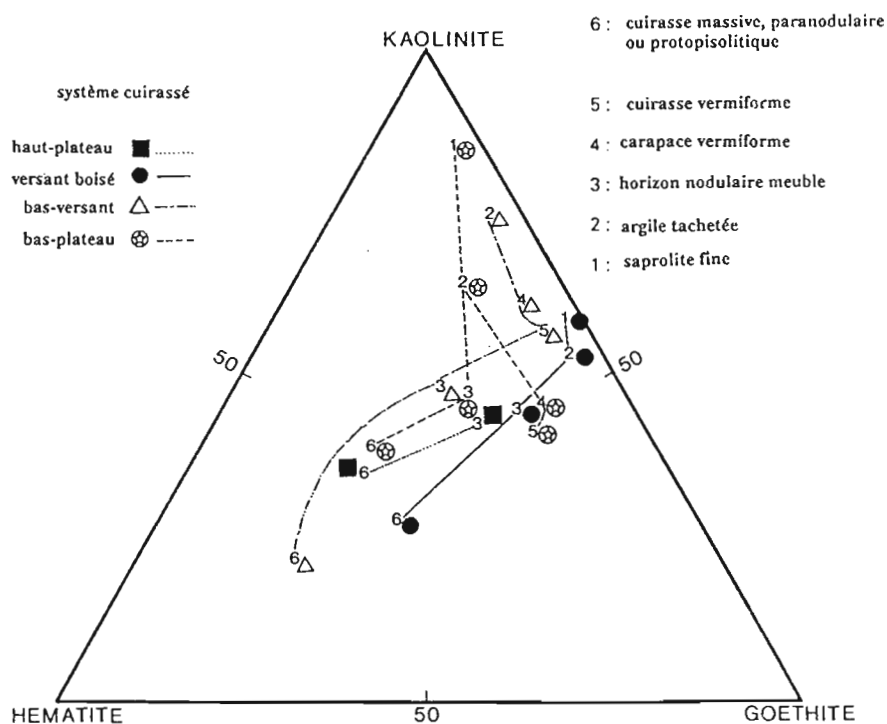


Figure. 64 - Evolution et variation de la composition minéralogique moyenne des faciès d'altération selon la position topographique du profil considéré.

- L'argile tachetée des profils de versants boisés est plus riche en goethite et gibbsite que celles des autres profils (fig. 64 et 66). Celle du profil de bas-versant est la plus kaolinitique (fig. 64). Néanmoins, dans les profils d'altération des trois systèmes l'hématite et par conséquent les teneurs en fer augmentent progressivement depuis les argiles tachetées jusqu'aux cuirasses ferrugineuses (fig. 64).

- Partout, les horizons nodulaires meubles montrent une remarquable homogénéité de composition kaolinite-goethite-hématite, et on enregistre une diminution des

teneurs en kaolinite et une augmentation de l'hématite par rapport à l'argile tachetée (fig. 64). Néanmoins, en moyenne, les plus riches en goethite sont ceux des profils de haut-plateau et du versant boisé où la dégradation des faciès hématitique est la plus avancée (fig. 64).

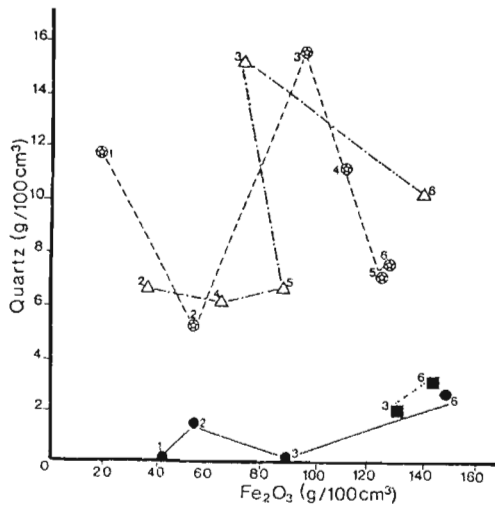


Figure. 65 - Variations des teneurs moyennes en quartz suivant la richesse en fer des faciès d'altération, et selon la position topographique du profil considéré.

- Les cuirasses hématitiques présentent elles aussi une certaine homogénéité de composition minéralogique quelle que soit leur position topographique (fig. 64). Cependant, en moyenne, les faciès les plus riches en hématite sont les cuirasses paranodulaires ou massives des profils de haut-plateau, et les cuirasses protopisolithiques de bas-versant (fig. 64 et 66).

Dans tous les cas, les teneurs les plus élevées en hématite sont enregistrées dans la partie médiane des horizons de cuirasse. Les cuirasses protopisolithiques du profil de versant boisé sont plus riches en goethite (fig. 64).

- Les faciès les plus gibbsitiques sont situés sur les versants et éventuellement sur les bas-plateaux (fig. 66). Les plus fortes teneurs étant enregistrées dans les horizons nodulaires et les cuirasses protopisolithiques des profils de versant (fig. 66). La kaolinite

Par ailleurs, les horizons des profils de bas-versant et de bas-plateau apparaissent plus quartzeux que les horizons de cuirasse sus-jacents ou que les horizons d'argile tachetée ou de carapace du dessous (fig. 65). On suggère par conséquent qu'ils dérivent du démantèlement géochimique de la cuirasse, ou bien encore que le quartz soit enrichi par des processus de translocation mécanique à travers les vides connectés de la porosité. Les horizons nodulaires sont par ailleurs enrichis en gibbsite dans les domaines les mieux drainés, situés sur les versants (fig. 66).

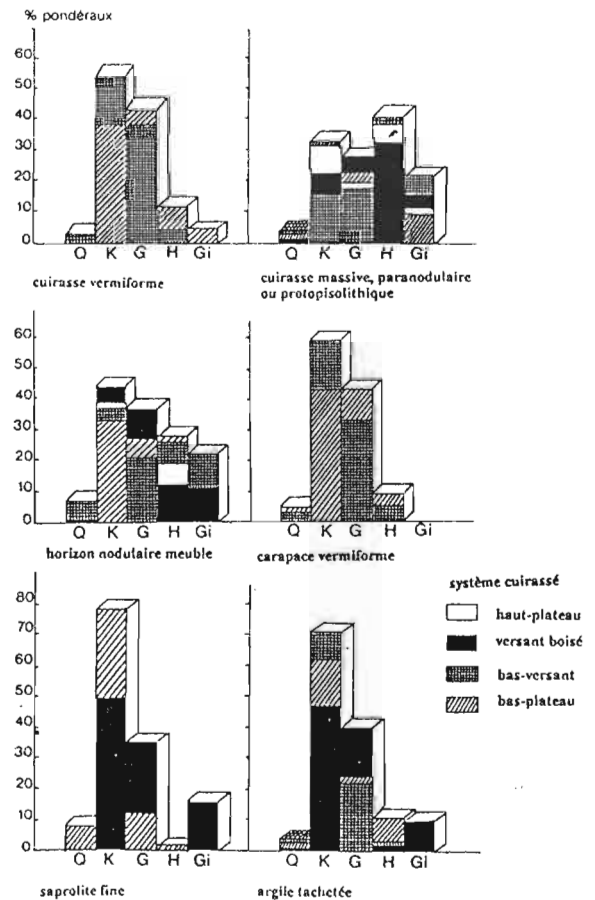


Figure. 66 - Variation et comparaison de la composition minéralogique moyenne de chaque faciès d'altération, selon la position topographique des profils (Q : quartz ; K : kaolinite ; G : goethite ; H : hématite ; Gi : gibbsite).

n'est donc pas stable dans les horizons nodulaires des profils du bas-versant. En revanche, elle s'accumule dans les faciès vermiformes sous-jacent soumis à des conditions hydromorphes.

- Les faciès les plus riches en goethite sont les cuirasses vermiformes des profils de bas-plateau (fig. 64 et 66). Les plus fortes teneurs en goethite coïncident souvent avec les fortes teneurs en kaolinite (fig. 64), et ont été mesurées là aussi au milieu des horizons de cuirasse vermiforme.

Dans une première étape c'est la goethite qui se développe lors des processus de saprolitisation. Cependant, elle est moins bien exprimée dans les profils de bas-plateau où règnent des conditions hydromorphes, que dans ceux du versant boisé. L'hématite ne se forme qu'au cours de processus d'aggradation qui conduisent au développement des faciès nodulaires puis dans un stade ultime massifs, lesquels constituent les faciès les plus évolués. Aujourd'hui, la dégradation des faciès hématitiques (développement de cernes goethitiques périnodulaires) dans les horizons nodulaires induit une remobilisation du fer qui migre puis s'accumule plus bas dans les faciès vermiformes. Par ailleurs, ces processus de dégradation entraînent un enrichissement relatif en kaolinite dans les profils amont, et absolu dans les profils aval, induisant ainsi un environnement hydromorphe, dans lequel la goethite est plus stable que l'hématite.

II - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE

Les faciès pétrographiques des profils d'altération ont été analysés par spectrométrie d'émission ICP. Vingt huit éléments ont été dosés : 10 éléments majeurs exprimés en % d'oxydes (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , Mn_3O_4 , P_2O_5 , TiO_2), 13 éléments traces parmi lesquels des alcalino-terreux et des éléments de transition exprimés en ppm (Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, Zn, Cu, Sc, Y, Zr, Mn et Nb), et 5 terres rares exprimées également en ppm (La, Ce, Eu, Yb et Lu) La perte à 100°C et la perte au feu à 1000°C ont également été mesurées. Le manganèse a été dosé et exprimé soit en % d'oxyde soit en ppm.

Nous suivons successivement le comportement des éléments majeurs et des éléments traces au cours de l'évolution pétrologique et géochimique des profils d'altération.

A - EVOLUTION GEOCHIMIQUE DANS LES PROFILS D'ALTERATION DU HAUT-PLATEAU

On prend en compte deux profils d'altération composés d'une argile tachetée immergée, d'un horizon nodulaire meuble et d'une cuirasse paranodulaire à massive. Dans ces profils incomplets, les processus de ferruginisation dominent.

Les tableaux d'analyses sont présentés en annexe (tabl. 56).

1 - Comportement des éléments majeurs

Dans les profils d'altération du haut-plateau, les teneurs en Fe_2O_3 , SiO_2 et Al_2O_3 sont relativement constantes dans l'horizon nodulaire avec néanmoins une diminution marquée du fer au sommet, et pour corollaire, une augmentation de la silice et l'alumine. En revanche, à la base de l'horizon, on observe la tendance inverse (fig. 67).

Dès la base de la cuirasse, le fer augmente, tandis que la silice et l'alumine sont progressivement lessivées. On remarque que les teneurs en alumine sont supérieures à celles de la silice, ce qui traduit l'alumine substituée dans les oxyhydroxydes de fer et la présence de gibbsite.

Par ailleurs, l'un des profils montre un enrichissement en fer à la base de l'horizon nodulaire meuble qui apparaît supérieur à celui enregistré dans la cuirasse (fig. 68).

TiO₂ est constant tandis que P₂O₅ est légèrement lessivé. A côté c'est le contraire (fig. 67 et 68).

Le manganèse se maintient à la base et au sommet de l'horizon nodulaire meuble. Il est éliminé ensuite dans la cuirasse. le magnésium est en teneur très faible dès la base du profil (fig. 67).

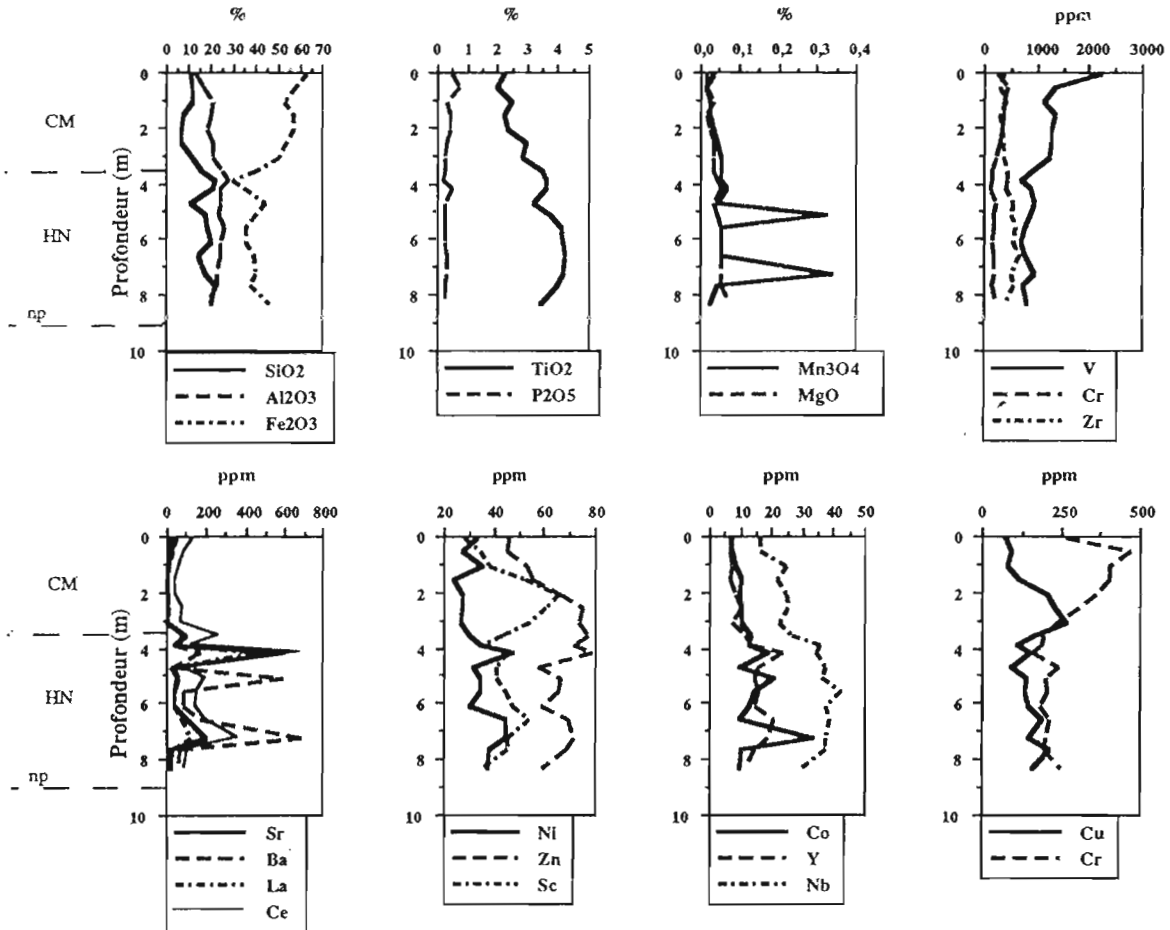


Figure. 67 - Evolution géochimique et comportement des éléments le long du profil d'altération cuirassé du haut-plateau (P.8) (np : niveau piézométrique ; HN : horizon nodulaire ; CM : cuirasse massive).

2 - Comportement des éléments trace

Sur le haut-plateau, le comportement des éléments chimiques varie d'un profil à l'autre. C'est le cas des éléments habituellement considérés comme peu mobiles Ti, P, V, Cr Zr et Nb. Dans un profil Ti est constant et P diminue, dans l'autre c'est l'inverse. V augmente plus régulièrement dans un profil que dans l'autre. Cr et Zr ont le même comportement dans un profil, et un comportement opposé dans l'autre. Nb varie peu dans l'un, tandis qu'il est progressivement lixivé dans l'autre.

D'une manière générale, dans les profils du haut-plateau, les éléments qui se

concentrent au cours des processus de ferruginisation sont bien entendu le fer, accompagné de V et Cr. Les éléments lixiviés sont Sr et Ba pour les alcalino-terreux, Ni, Zn, Cu et Sc pour les éléments de transition, et La, Ce, Yb et Lu pour les terres rares. Cependant, on a vu que Ba, La, Ce et Eu pouvaient se reconcentrer à la base des horizons nodulaires par ailleurs enrichis en goéthite. Les autres éléments, Ti, P, Mn, Co, Y, Zr et Nb ont un comportement intermédiaire.

Dans les deux profils Sr, Ba, La et Ce ont le même comportement vis à vis des processus de ferruginisation (fig. 67). Par ailleurs, Ba et Ce montrent une certaine affinité pour le manganèse (fig. 68), ce qui est conforme avec les observations au microscope électronique à balayage qui ont permis d'identifier, des oxyhydroxydes de manganèse et de cérium. (PL II. 1).

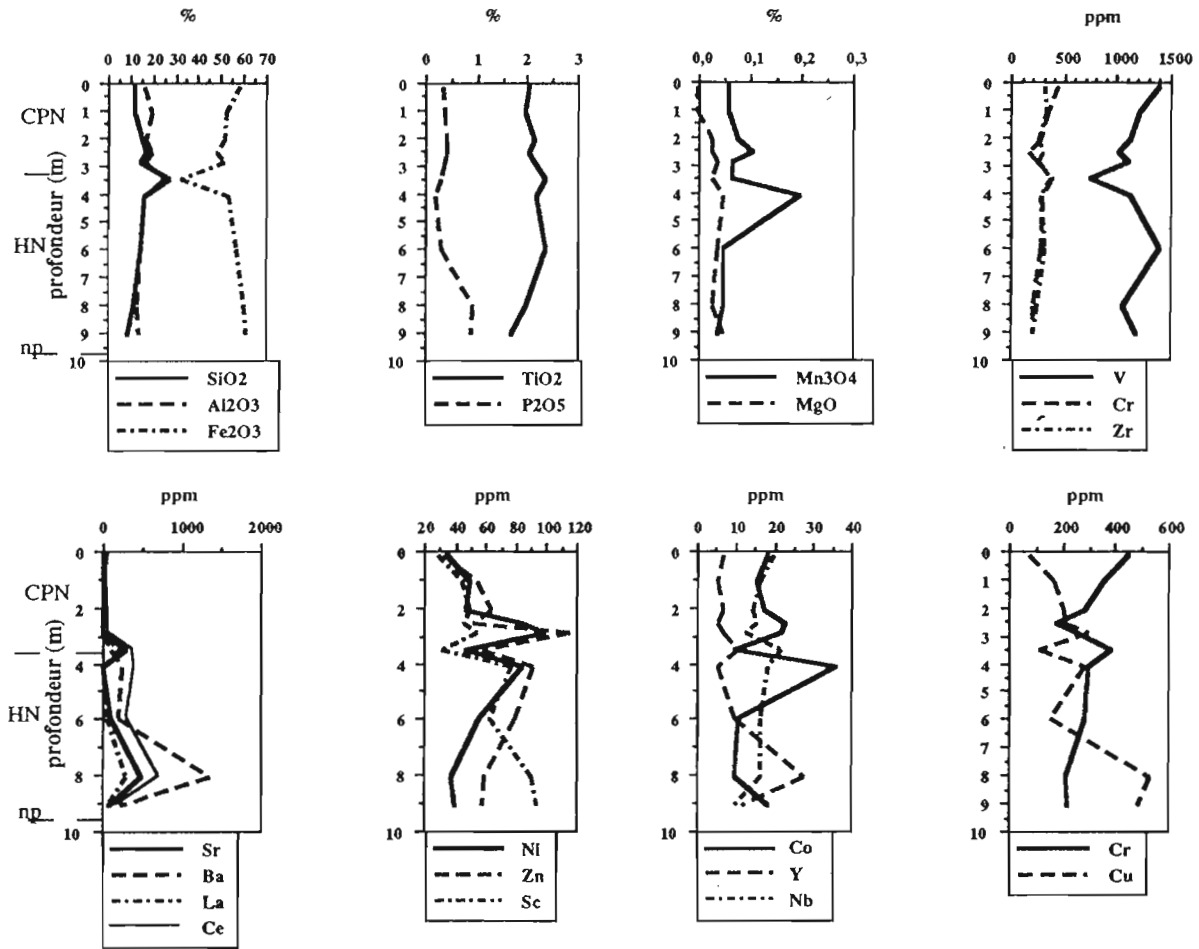


Figure. 68 - Evolution géochimique et comportement des éléments le long du profil d'altération cuirassé du haut-plateau (P.9) (np : niveau piézométrique ; HN : horizon nodulaire ; CPN : cuirasse paranodulaire).

B - EVOLUTION GEOCHIMIQUE DANS LES PROFILS D'ALTERATION DU VERSANT

Sur le versant, on a distingué les profils situés à l'amont (versant boisé) des profils situés à l'aval (bas-versant).

1 - Evolution géochimique dans les profils du versant boisé

Les tableaux d'analyses chimiques des différents faciès d'altération figurent en annexe (tabl. 57 à 59).

a - Le comportement des éléments majeurs

Dans la saprolite fine, les deux passées gibbsitiques sont marquées par des teneurs en alumine qui dépassent 30 %. La saprolite riche en kaolinite est aussi ferrugineuse (40 % de Fe_2O_3). Les teneurs en fer augmentent progressivement jusque dans la cuirasse où elles se stabilisent dès la base de l'horizon. Le sommet de l'horizon nodulaire est marqué par un léger fléchissement de la courbe d'évolution du fer (fig. 69) qui coïncide avec une augmentation des teneurs en silice et alumine. Du sommet de l'horizon de saprolite à la surface cuirassée, l'alumine est supérieure à la silice (fig. 69), en relation avec la présence de gibbsite dans l'ensemble du profil.

Les teneurs en titane diminuent progressivement le long du profil. Ce comportement traduit la dissolution de l'ilménite observée lors de l'étude pétrologique. En revanche, le phosphore se maintient de la base au sommet du profil (fig. 69).

Le manganèse et le magnésium présentent de faibles teneurs dans l'horizon de saprolite, et sont rapidement lessivés du profil au cours des processus de ferruginisation. cependant, on note des teneurs en magnésium relativement importantes au sommet de la cuirasse (0,1 %). La présence de magnésium au sommet de la cuirasse traduit la présence de minéraux parentaux micacés relictuels et par conséquent soit les processus d'érosion mécanique de surface d'anciens profils peu évolués, soit les processus de transfert depuis les horizons de saprolite sous-jacents liés à l'activité biologique abondante sous forêt et en particulier celle des termites (FREYSSINET, 1990).

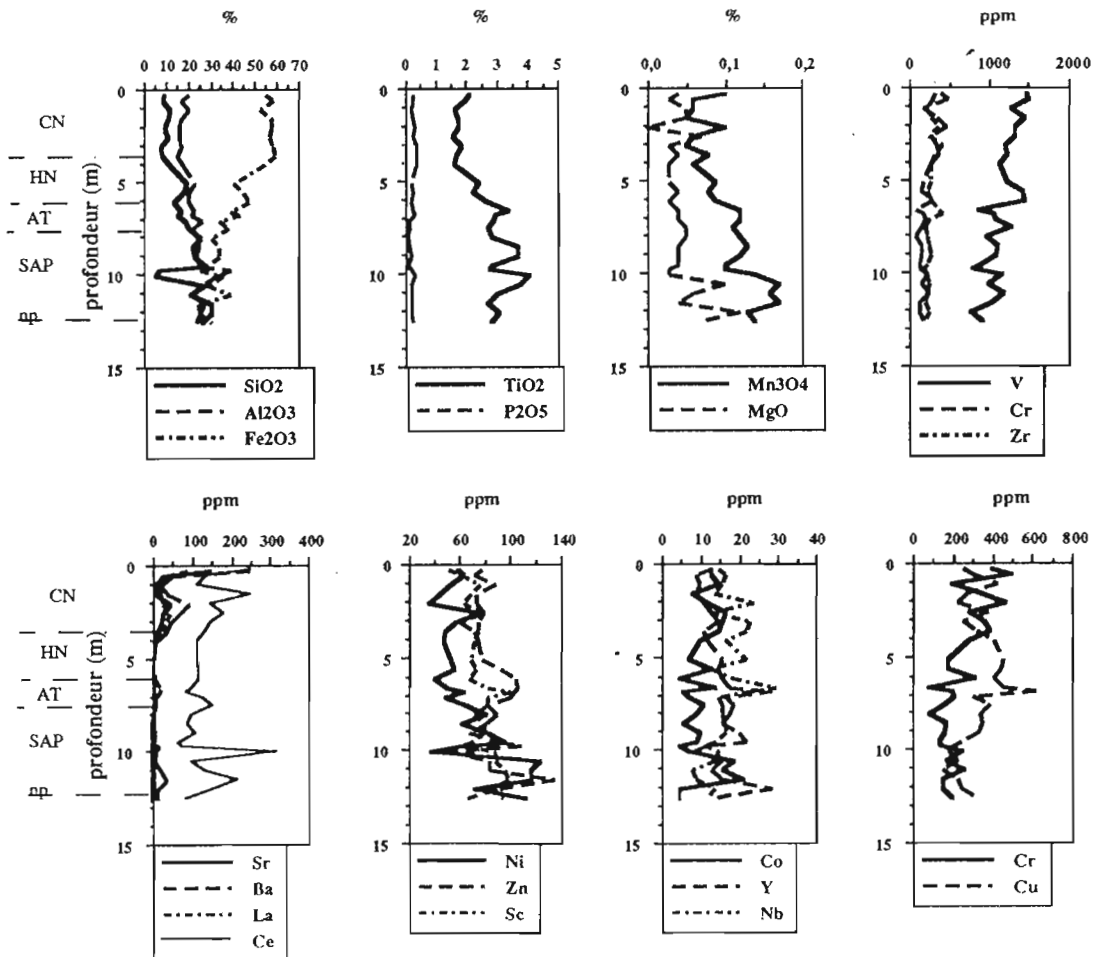


Figure. 69 - Evolution géochimique et comportement des éléments le long du profil d'altération cuirassé du versant boisé (P.11) (np : niveau piézométrique ; SAP : saprolite ; AT : argile tachetée ; HN : horizon nodulaire ; CN : cuirasse nodulaire).

b - Comportement des éléments trace

Les teneurs en alcalino-terreux Sr et Ba ainsi qu'en lanthane sont très faibles dans le profil jusque dans la cuirasse, où elles augmentent brutalement (fig. 69). Ce comportement est identique à celui qu'ils ont à la base des horizons nodulaires meubles dans les profils du haut-plateau (fig. 69).

Le cérium, après des fluctuations importantes augmente dans la cuirasse (fig. 69).

Le nickel est régulièrement lessivé depuis la saprolite fine jusqu'à la cuirasse.

En revanche, Cu, Zn et Sc demeurent pratiquement constants le long du profil (fig. 69).

Co, Y et Nb sont les éléments dont les teneurs varient le plus. Au bout du compte, les teneurs en Co et Nb sont plus importantes dans la cuirasse que dans la saprolite fine, Y restant quant à lui constant (fig. 69).

V, Cr, augmentent progressivement au cours des processus de ferruginisation (fig. 69). Zr s'enrichit relativement de manière résiduelle (fig. 69).

2 - Evolution géochimique dans les profils du bas-versant

Les tableaux d'analyses chimiques des différents faciès d'altération figurent en annexes (tabl. 60 à 62).

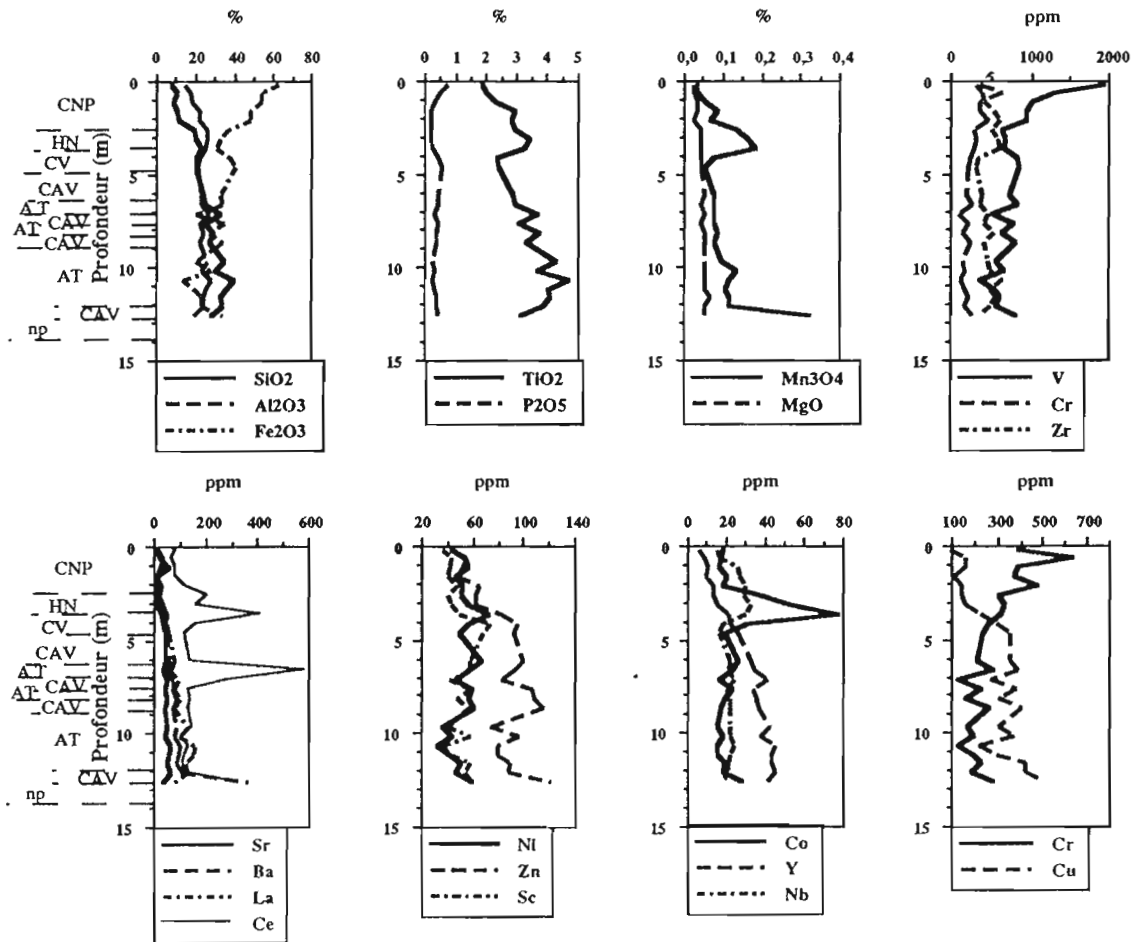


Figure. 70 - Evolution géochimique et comportement des éléments le long du profil d'altération cuirassé du bas-versant (P.15) (np : niveau piézométrique ; AT : argile tachetée ; CAV : carapace vermiciforme ; CV : cuirasse vermiciforme ; HN : horizon nodulaire ; CNP : cuirasse nodulaire ou protopisolithique).

a - Comportement des éléments majeurs

Les teneurs en fer oscillent beaucoup dans les horizons d'argile tachetée et de carapace vermiforme. Dans l'argile tachetée, elles sont inférieures à celles de la silice et de l'alumine, tandis qu'au sommet de la carapace vermiforme elles les supplantent, et augmentent ensuite rapidement dans l'horizon de cuirasse protopisolithique (fig. 70). En environnement hydromorphe, le fer est lixivié dans les argiles tachetées à la base du profil.

Le titane (TiO_2) est évacué progressivement au fur et à mesure que les processus de ferruginisation s'intensifient.

Le manganèse (Mn_3O_4) reste à peu près constant jusqu'au sommet de la carapace vermiforme, puis augmente dans l'horizon nodulaire avant d'être finalement lixivié dans la cuirasse protopisolithique (fig. 70).

Le phosphore (P_2O_5) présente globalement le même comportement que le fer dans les horizons d'argile tachetée et de carapace. Il augmente jusqu'au sommet de la carapace, avant de diminuer brutalement dans l'horizon nodulaire et d'augmenter à nouveau très rapidement dans la cuirasse (fig. 70).

b - Comportement des éléments trace

Le strontium (Sr) et le baryum (Ba) sont lixiviés progressivement au cours de l'intensification des processus de ferruginisation. Cependant, Ba l'est plus rapidement que Sr, lequel fluctue dans l'horizon d'argile tachetée et de carapace, diminue brutalement dans l'horizon nodulaire puis augmente aussi rapidement vers une teneur maximale au milieu de l'horizon de cuirasse protopisolithique (fig. 70), avant de s'effondrer dans le dernier mètre.

Ni et Co conservent leur teneur tout au long du profil. Néanmoins, on note une augmentation brutale de ces deux éléments et particulièrement du cobalt dans l'horizon nodulaire avant qu'il ne retrouve sa valeur initiale dans la cuirasse (fig. 70), l'amplitude des fluctuations des teneurs est plus grande pour le nickel que pour le cobalt.

Les terres rares lourdes (Yb et Lu) ainsi que Eu pour les légères sont lixiviées assez sévèrement, alors que La et Ce se maintiennent mieux. Le cérium montre deux maxima vers le sommet de la carapace vermiforme et à la base de l'horizon nodulaire, alors que le lanthane diminue environ de moitié de la base au sommet du profil (fig. 70).

Les éléments de transition autres que Ni et Sc, lesquels ont un peu le même comportement (fig. 70), sont lixiviés du profil. Des fortes teneurs en zinc et surtout en cuivre dans l'horizon de carapace, on passe à des teneurs plus faibles dans la cuirasse (fig. 70).

Sc montre un maximum dans l'horizon nodulaire (fig. 70).

Zr reste finalement constant, bien qu'il fluctue tout au long du profil. Dans une moindre mesure, Nb suit un peu la même évolution (fig. 70).

Cr augmente quant à lui de la base au sommet du profil (fig. 70).

D'une manière générale, les éléments qui se concentrent avec le fer sont V et Cr. Ceux qui sont sévèrement lixiviés sont Zn, Cu, Y, Ba, et l'ensemble des terres rares. Zr est constant, et apparaît comme l'élément le moins mobile lors des processus de latéritisation. Cependant, les fortes teneurs enregistrées dans l'horizon nodulaire et dans les faciès vermiformes de la base du profil, conduisent à envisager des processus de translocation mécanique. Les autres éléments tels que Mn, Ti, P, Co, Ni, Sc, Sr et Nb ont un comportement intermédiaire dans le sens où ils sont modérément lixiviés ou qu'ils se maintiennent.

C - EVOLUTION GEOCHIMIQUE DANS LES PROFILS D'ALTERATION DU BAS-PLATEAU

Les profils de bas-plateau sont moins épais que ceux de versant et que ceux du haut-plateau. Ils sont engorgés à environ 7 m de la surface. La partie émergée de l'un des deux profils étudiés est essentiellement composée d'une cuirasse vermiciforme. Les tableaux d'analyses chimiques des différents faciès d'altération figurent en annexe (tabl. 63 à 67).

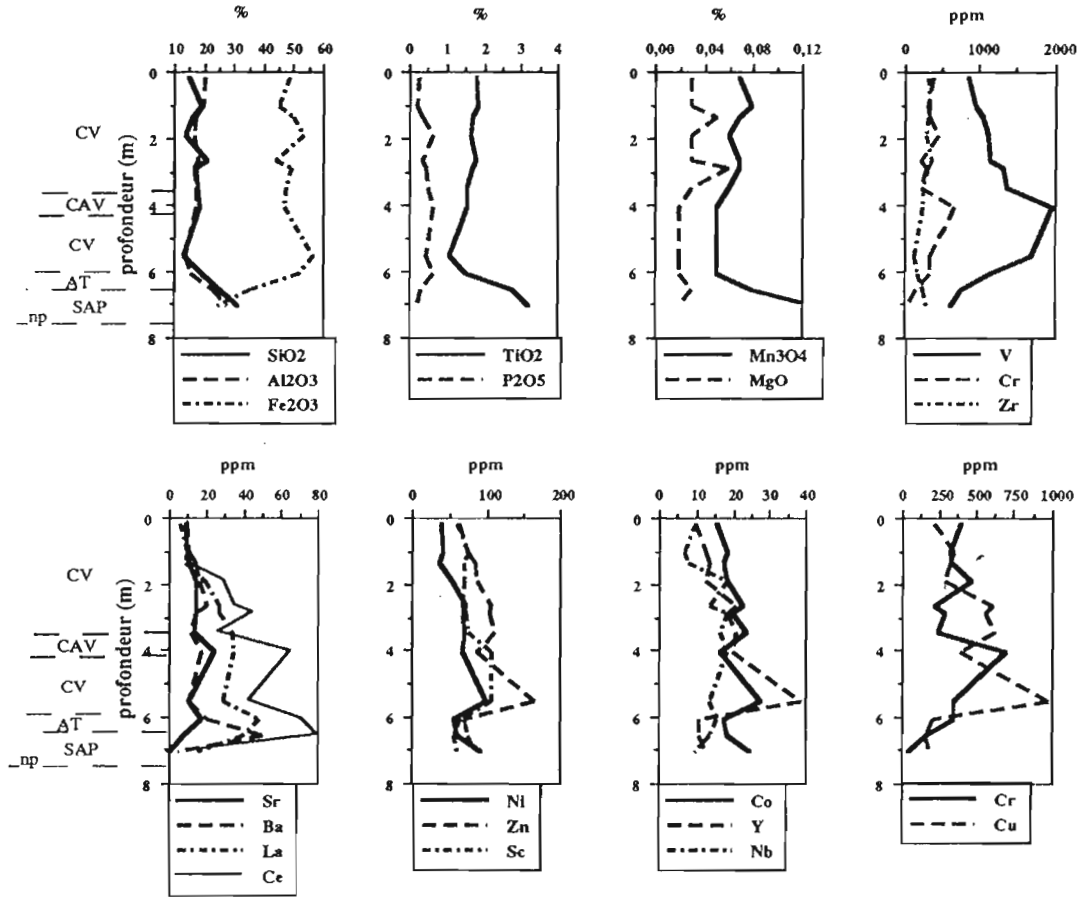


Figure. 71 - Evolution géochimique et comportement des éléments le long du profil d'altération cuirassé du bas-plateau (P.26) (np : niveau piézométrique ; SAP : saprolite ; AT : argile tachetée ; CAV : carapace vermiciforme ; CV : cuirasse vermiciforme).

1 - Le comportement des éléments majeurs

Le fer (Fe_2O_3) augmente rapidement jusqu'à la base de la cuirasse, puis reste constant dans l'horizon cuirassé (fig. 71). En revanche, la silice et l'alumine chutent rapidement puis se maintiennent autour de 15-20 % dans la cuirasse vermiciforme (fig. 71). Dans le profil d'à côté où les limites entre les horizons sont très festonnées, les fluctuations sont très importantes, l'amplitude la plus forte étant observée pour le fer qui augmente globalement de la base au sommet (fig. 72).

Le titane (TiO_2) suit la silice et surtout l'alumine (fig. 71 et 72). Néanmoins, il perd près de la moitié de sa valeur de la base au sommet des profils.

Le phosphore fluctue beaucoup depuis une valeur basse à la base qu'il retrouve finalement au sommet, mais en étant passé plus bas par des maxima ($> 0,65$ %) (fig. 71 et 72).

Le magnésium (MgO) est proche de la limite de détection dans la moitié inférieure.

rière, et s'élève un peu vers le sommet de la cuirasse. Le manganèse (Mn_3O_4) présente le même comportement que le titane, ce qui laisse supposer qu'il est incorporé dans l'ilménite qui s'altère par ailleurs de la même façon que dans les profils de versant (fig. 71). Dans l'autre profil, il suit la même évolution que le phosphore (fig. 72).

Le potassium est relativement bien conservé dans la saprolite du profil perturbé, conformément à l'abondance relative des micas relictuels (fig 72).

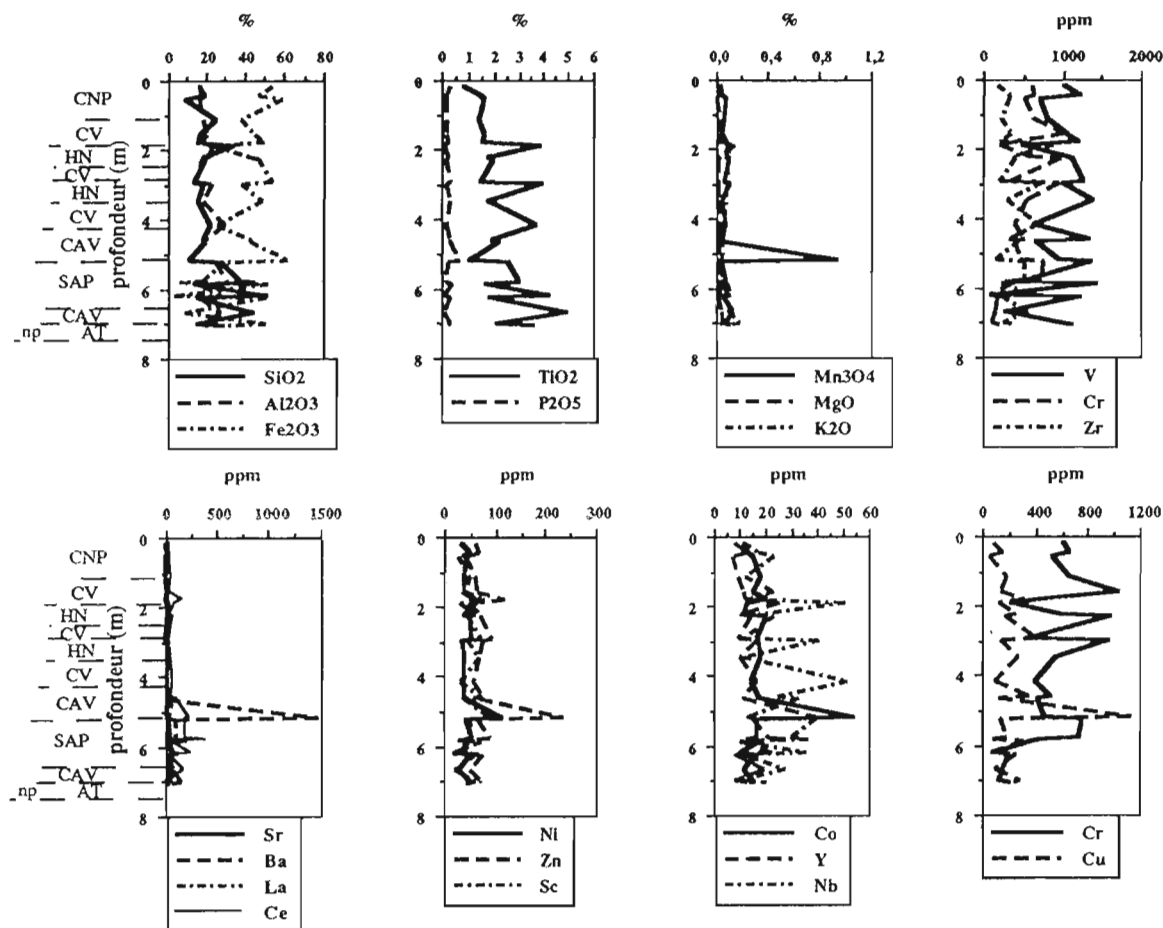


Figure. 72 - Evolution géochimique et comportement des éléments le long du profil d'altération cuirassé du bas-plateau (P.27) (np : niveau piézométrique ; SAP : saprolite ; AT : argile tachetée ; CAV : carapace vermiciforme ; CV : cuirasse vermiciforme ; HN : horizon nodulaire ; CNP : cuirasse nodulaire ou protopisolithique).

2 - Comportement des éléments traces

Les alcalino-terreux Sr et Ba sont enrichis dans la cuirasse vermiciforme (fig. 71 et 72). le baryum a le même comportement que le manganèse, ce qui sous-entend qu'il est incorporé dans une phase supergène de type psilomélane.

Les éléments de transition Cu et Sc se maintiennent.

Co est lixivié très lentement par saccades relativement bien prononcées (fig. 71 et 72).

La majorité des éléments ne sont que modérément lixiviés lors des processus de ferrugineisation où la goethite est l'oxyhydroxyde de fer dominant. Néanmoins, Cu présente des fluctuations importantes avec de fortes teneurs enregistrées dans les faciès les plus riches en goethite (fig. 71 et 72). Seuls V et Cr se concentrent avec le fer. Zr est quant à lui relativement constant tout au long des profils, avec des zones d'enrichissement absolue (fig. 72), que l'on peut expliquer comme dans les faciès vermi-

formes des profils de versant par des phénomènes de translocation mécanique à travers la macroporosité de ces faciès très bien développés dans les profils de bas-plateau.

III - ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES

Une étude statistique de type analyse factorielle a été menée sur les résultats d'analyse géochimique et minéralogique obtenus sur l'ensemble de l'échantillonnage des profils d'altération des trois systèmes cuirassés. Trois types d'analyses ont été réalisées : analyse des matrices de corrélation inter-éléments, analyse en composantes principales et analyse des variances maximales après extraction des facteurs scores de l'ACP (SAS, 1985). On ne présente ici que les résultats de la troisième analyse (fig. 73).

L'analyse des variances maximales faite à partir des poids des facteurs extraits de l'analyse en composante principale, permet de relier les groupements géochimiques et les faciès pétrographiques résultant des processus de saprolitisation et de ferruginisation le long des profils d'altération étudiés dans les trois systèmes cuirassés (fig. 73). On a retenu six axes factoriels qui expliquent 94% de la variance totale.

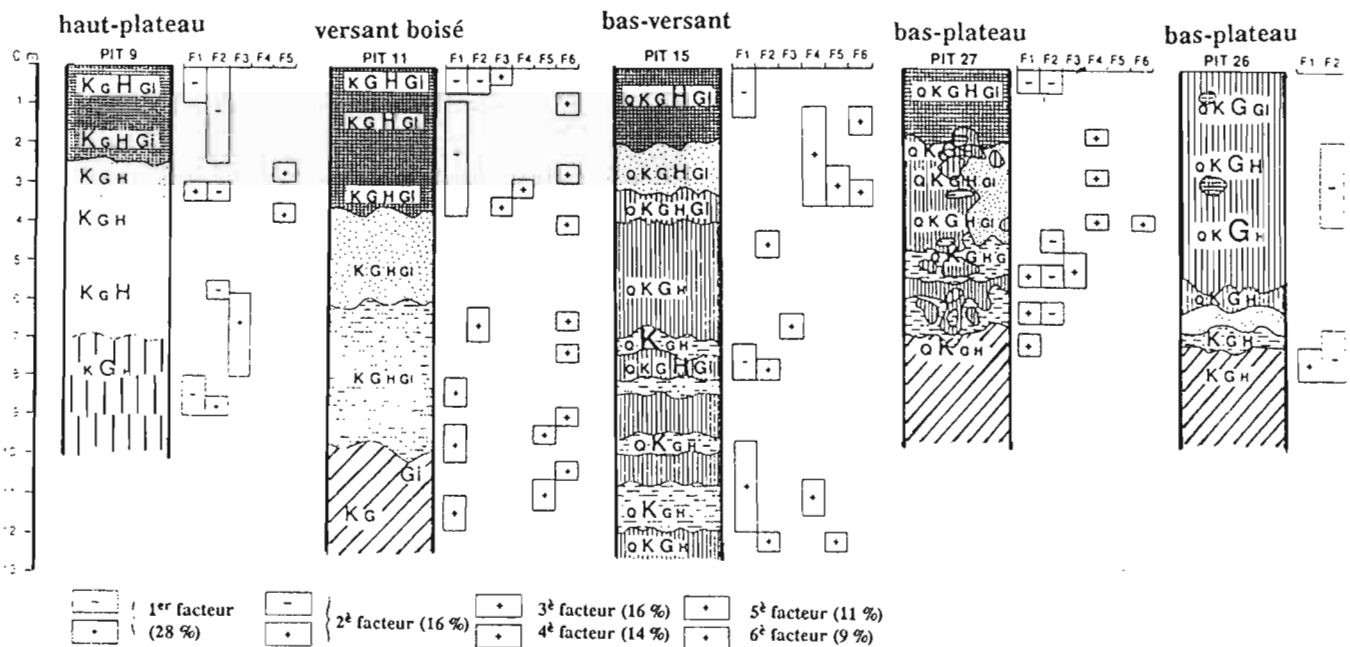


Figure. 73 - Evolutions géochimiques et minéralogiques des faciès d'altération se succédant verticalement et latéralement dans les séquences de profils de Guénékoumba (figure réalisée d'après les résultats de l'analyse en composante principale dont on a extrait les facteurs ; Q : quartz ; K : kaolinite ; G : goethite ; H : hématite ; Gi : gibbsite ; X : très abondant ; x : abondant ; x : assez abondant ; x : peu abondant ; x : rare).

- Le premier facteur le plus discriminant (28% de la variance totale), souligne l'opposition géochimique entre les cuirasses ferrugineuses hématitiques caractérisées par le groupement "Hématite- Fe- V" et les horizons argileux de saprolite et argile tachetée représentés par l'association "Kaolinite- Si- Al- Ti- Y- Yb".

chetée représentés par l'association "Kaolinite- Si- Al- Ti- Y- Yb".

- Le second facteur (16,3%) discrimine les deux types de ferruginisation (hématitique et goethitique). Le premier prévaut dans les cuirasses des hauts-plateaux et des versants. En revanche, le second représenté par le groupe "Goethite- P- Zn- Cu- Sc- Y", caractérise d'une part les carapaces et les cuirasses à faciès vermiculaire des versants et de bas-plateaux, et d'autre part les carapaces nodulaires néoformées à la base des horizons nodulaires dans les profils des haut-plateaux.

- Le troisième facteur (15,9%) associe P, Ba, Sr, La, Ce et Eu, illustrant soit la préexistence de minéraux phosphatés comme la monazite (MAZALTARIM, 1989) soit la néoformation de phases minérales phosphatées et hydroxylées telles que la goerxite ou la florencite (BRAUN et al., 1990) dans les horizons nodulaires des haut-plateaux ou dans les cuirasses des profils situés à l'amont des versants sous forêt (fig. 73). Si ce dernier cas prévaut, il faut envisager un apport de phosphore d'origine biologique, ce qui n'est pas déraisonnable puisque les profils concernés se développent sous couvert forestier.

- Le quatrième facteur (14%) met en évidence l'association géochimique entre quartz, Zr et Nb, qui se maintiennent dans les cuirasses de versants, et aussi dans les argiles tachetées et les carapaces des profils des bas-plateaux (fig. 73).

- Le cinquième facteur (11%) met en évidence dans les carapaces de versants et de bas-plateaux (fig. 73) la néoformation d'oxyhydroxydes de manganèse caractérisés par le groupement géochimique "Mn- Ba- Ni- Co- Zn". Cette association géochimique signe d'autre part un environnement confiné à caractère hydromorphe.

- Le sixième facteur (9,2%) souligne la présence de gibbsite dans la saprolite et les cuirasses des profils de versant (fig. 73), sans l'opposer à une quelconque autre phase minéralogique, telle que la kaolinite par exemple.

IV - BILAN GEOCHIMIQUE DES PROCESSUS D'ALTERATION LATÉRITIQUE

Lors des processus d'altération latéritique (saprolitisation des roches et ferruginisation des produits d'altération de ces roches), les minéraux primaires se dissolvent, et les éléments chimiques majeurs et traces présentent alors trois 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, et on applique la méthode isovolumétrique (MILLOT et BONIFAS, 1955 ; BONIFAS, 1959).

En revanche, pour les horizons supérieurs sujets à des déformations importantes, il convient souvent d'employer la méthode de calcul iso-minéral, comme le quartz (LELONG, 1967) ou iso-élément comme l'aluminium (HARRISON, 1933 ; LENEUF, 1959 ; PEDRO, 1964 ; WACKERMAN, 1975). 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 latéritisation, voire s'enrichit relativement par rapport aux autres éléments qui sont lixiviés. Dans la plupart des cas, Ti, Zr, Cr et quelquefois Al (LENEUF, 1959) sont choisis comme tels.

Pour différencier les éléments chimiques selon leur comportement et quantifier les gains et pertes de ces éléments au cours des processus d'altération latéritique, on a utilisé avec l'aide de F. COLIN du Laboratoire de Géosciences de la Faculté des Sciences de Marseille (COLIN et al., 1992) la méthode de calcul ("mass balance method") mise au point par BRIMHALL et DIETRICH (1987) et BRIMHALL et al., (1988), expérimentée récemment sur des profils d'altération du Mali par FREYSSINET (1990). Cette méthode de calcul est développée en annexe. Elle se base bien entendu sur les travaux anciens, mais 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. Par ailleurs, 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. On se contente ici d'introduire les équations nécessaires au calcul du bilan.

A - ENRICHISSEMENT RESIDUEL EN SYSTEME CLOS

D'une manière générale, les profils d'altération latéritiques sont composés d'un horizon où la structure et les textures des roches sont préservées, surmonté d'un horizon d'accumulation d'un ou plusieurs éléments (Fe, Al, Mn, Cu, Ni...etc) où les structures et textures de la roche sont tout ou partie effacées, et pour finir d'un horizon lessivé en surface, souvent perturbé.

Pour le premier horizon, la méthode de calcul isovolumétrique de MILLOT et BONIFAS (1955) s'applique.

Pour les autres horizons, le titane est incorporé dans des ilménites qui on l'a vu lors de l'étude pétrologique s'altèrent lorsque les processus de ferruginisation s'intensifient. Des trois autres éléments, c'est le zirconium qui présente la plus grande stabilité.

En général, on considère des profils verticaux, dont l'épaisseur des horizons varie lors des processus d'altération.

1 - Enrichissement par altération isovolumétrique

Dans le cas de l'altération isovolumétrique, le facteur d'enrichissement (ou perte) d'un élément i est fonction de la densité apparente (MILLOT et BONIFAS, 1955) :

$$k_i = \frac{C_{i,a} \cdot d_a}{d_p} - C_{i,p} \quad (1)$$

$C_{i,a}$: concentration de l'élément i dans l'horizon d'altération a

$C_{i,p}$: concentration de l'élément i dans la roche parentale p

d_a : densité apparente de l'horizon d'altération a

d_p : densité apparente de la roche parentale p

k_i : facteur d'enrichissement ou de perte de l'élément i

lorsque k_i est positif, il y a enrichissement. En revanche lorsque k_i est négatif, il y a perte.

2 - Enrichissement par altération non-isovolumétrique

Dans le cas où les volumes ne sont plus conservés, comme dans les horizons

d'argile tachetée, nodulaire meuble, ou de cuirasse ferrugineuse, les figures de tassement sont évidentes, comme on a pu le voir lors de l'étude pétrographique à l'échelle macroscopique (exemple des filons de quartz fauchés). Dans ce cas, le facteur d'enrichissement d'un élément strictement résiduel est proportionnel au facteur de tassement qui rend compte des variations de volume. Puisque l'on considère des profils verticaux, on considère ici la variation de volume à trois dimensions comme équivalente à la variation d'épaisseur des horizons à une dimension (épaisseur de l'horizon d'altération divisée par l'épaisseur de l'horizon de roche parentale). Le facteur d'enrichissement est dans ce cas calculé par l'équation suivante :

$$\frac{C_{i,a}}{C_{i,p}} = \frac{B_{i,p} d_p}{B_{i,a} d_a} \quad (2)$$

$B_{i,a}$: épaisseur de l'horizon d'altération a

$B_{i,p}$: épaisseur de l'horizon de roche parentale p

Or, le facteur de tassement est défini par l'équation :

$$\epsilon_a = \frac{(B_{i,a} - B_{i,p})}{B_{i,p}} \quad (3)$$

En somme, le tassement est égal à la variation d'épaisseur due aux processus d'altération divisée par l'épaisseur initiale, si bien que :

$$B_{i,a} = B_{i,p} (\epsilon_a + 1)$$

Cette équation intégrée à l'équation (2) donne alors :

$$\frac{C_{i,a}}{C_{i,p}} = \frac{d_p}{d_a} * \frac{1}{(\epsilon_a + 1)} \quad (4)$$

On obtient ainsi le taux de déformation de l'horizon d'altération (tassement ou expansion) à partir des mesures de concentration des éléments chimiques résiduels (% oxydes ou ppm) et de la densité apparente de l'horizon considéré. On voit ainsi clairement que lorsque $\epsilon < 0$, l'horizon est sujet à des processus de tassement. En revanche si $\epsilon > 0$, il est sujet à des processus d'expansion (activité biologique, horizon smectitique ...).

B - ENRICHISSEMENT SUPERGENE EN SYSTEME OUVERT

Au cours des processus de latéritisation sans cesse réitérés, l'enrichissement supergène d'un élément dans un profil d'altération résulte soit de sa lixiviation d'une zone d'éluviatation suivie de son accumulation dans une zone d'illuviatation lors de processus de translocation chimique, soit de son apport sous forme solide lors de processus de translocation mécanique (BRIMHALL et al., 1988 ; COLIN et al., 1992). Dans tous ces cas, l'équation (4) est étendue d'une nouvelle composante rendant compte de ces phénomènes de translocation :

$$\frac{C_{j,a}}{C_{j,p}} = \frac{d_p}{d_a} \frac{1}{(\epsilon_a + 1)} + \frac{100 \cdot m_{j,\text{influx}}}{C_{j,p} \cdot d_a \cdot B_a} \quad (5)$$

$m_{j,\text{influx}}$: masse de l'élément j apporté à un horizon d'altération a, de densité d_a et d'épaisseur B_a .

Ainsi, en résolvant cette équation (5), on calcule le taux d'enrichissement de l'élément i apporté en divisant la masse de cet élément contenu initialement dans la roche parentale p ($C_{j,p} d_p B_p$). On obtient alors :

$$\Gamma_{j,a} = \frac{100 m_{j,\text{influx}}}{C_{j,p} \cdot d_p \cdot B_p} = \frac{d_a}{d_p} \frac{C_{j,a}}{C_{j,p}} (\epsilon_a + 1) - 1$$

$\Gamma_{j,a}$: taux d'enrichissement de l'élément j dans l'horizon d'altération.

Par conséquent : lorsque $\Gamma_{i,a} > 0$, il y a gain absolu de l'élément i. En revanche si $\Gamma_{i,a} < 0$, il y a perte de l'élément i. Par exemple si $\Gamma_{i,a} = -1$, l'élément est totalement éliminé du profil d'altération considéré.

C - BILAN GEOCHIMIQUE DANS LES PROFILS D'ALTERATION

Le bilan géochimique de l'altération latéritique tel qu'il vient d'être explicité, a été appliqué aux profils de haut-plateaux, de versant et de bas plateaux.

L'élément choisi pour le calcul de la déformation des structures initiales dans les horizons d'altération est le zirconium.

On considère ici, une ou plusieurs roches mères types reconstituées à partir de prélèvements en volantes et sur des affleurements comparés avec des échantillons peu altérés identifiés dans des puits de villageois. Les compositions chimiques moyennes de ces roches sont réunies dans le tableau en annexe (tabl. 68).

1 - Bilan géochimique dans le profil du haut-plateau

On a décrit dans le profil de haut-plateau un horizon nodulaire surmonté d'une cuirasse. Le bilan géochimique sera donc uniquement fonction des processus de ferrugineisation. la roche mère choisie est la moyenne de trois roches (tabl. 68, n° 1, 2 et 5).

En moyenne, le taux de déformation calculé à partir des concentrations en zirconium indique 50 % de réduction de volume dans l'horizon nodulaire et 60 % dans l'horizon de cuirasse ferrugineuse (fig. 74).

Le bilan de masse pour chaque élément chimique est synthétisé dans le tableau. 69 en annexe. Trois groupes d'éléments sont distingués : les éléments fortement enrichis, les éléments fortement lixiviés et les éléments modérément lixiviés.

a - Les éléments fortement enrichis

Depuis la roche mère hypothétique jusqu'à la cuirasse en passant par l'horizon nodulaire, le fer est bien entendu enrichi. Le vanadium (V), le niobium (Nb) et dans une moindre mesure le chrome (Cr) l'accompagnent.

Néanmoins la courbe figurant l'enrichissement du fer (fig. 74), fait apparaître deux faits intéressants :

(1) l'enrichissement du fer dans la cuirasse, évalué à environ 60 % du poids initial dans la roche mère est 2,5 fois inférieur à celui enregistré à la base de l'horizon nodulaire (170 %);

(2) le sommet de l'horizon nodulaire apparaît déferruginisé puisqu'environ 20 % de la teneur initiale sont lessivés.

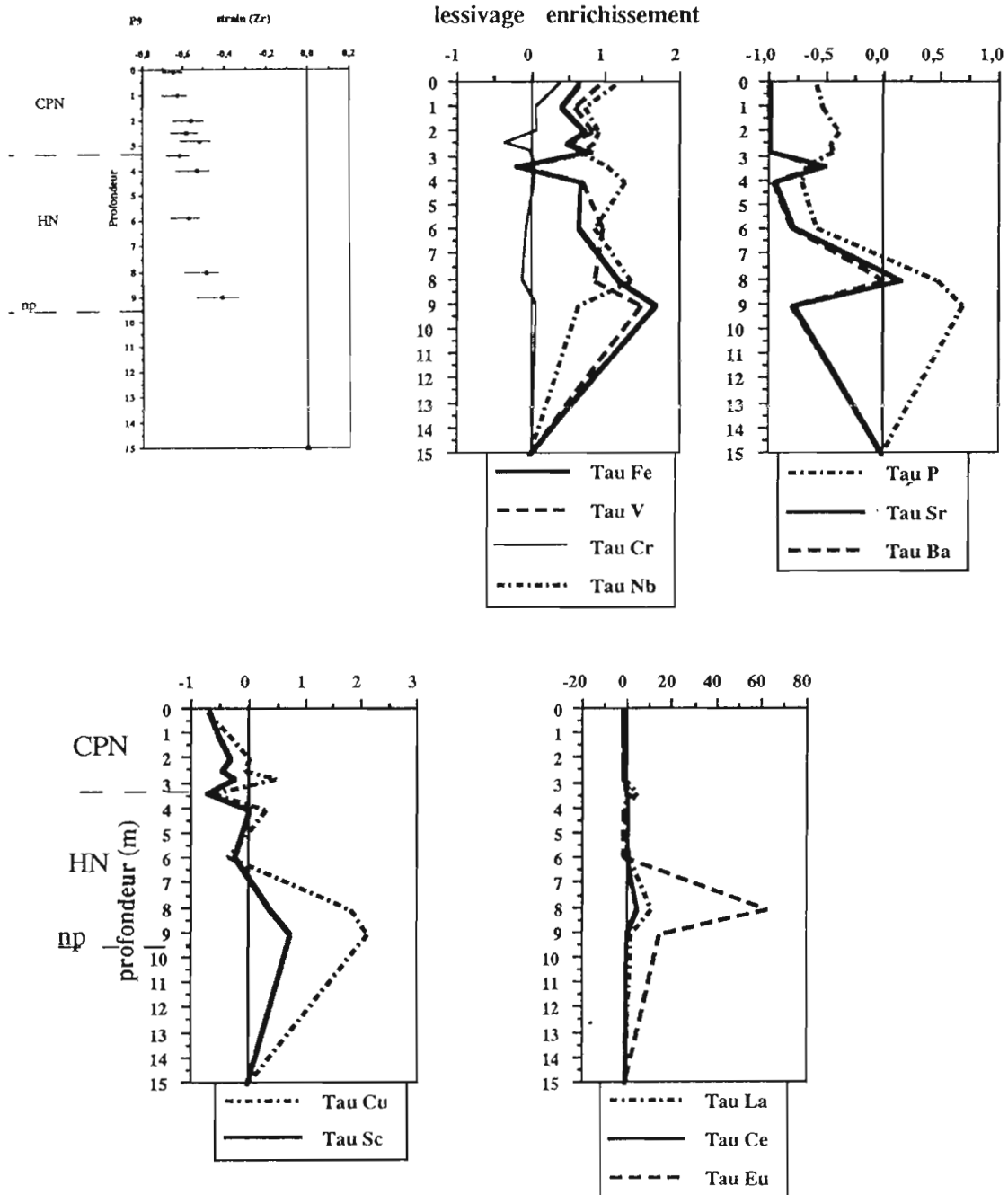


Figure. 74 - Evolution géochimique et comportement des éléments lors des processus d'altération latéritique dans le profil du haut-plateau (P.9) mis en évidence par le calcul de bilan iso-Zr (np : niveau piézométrique ; HN : horizon nodulaire ; CPN : cuirasse paranodulaire ; strain Zr : indice de déformation calculé en considérant Zr comme invariant).

b - Les éléments fortement lixiviés

Parmi les éléments fortement lixiviés on trouve par ordre décroissant, les bases (CaO, MgO, NaO, K₂O), les terres rares lourdes (Lu), suivis par les alcalino-terreux (Sr et Ba), puis la silice (90 %), le manganèse (90 %), Y, Co Ni, Zn et Yb (85 %).

c - Les éléments modérément lixiviés

Les éléments modérément lixiviés sont par ordre décroissant, Al, Ti, P, Cu, Sc, La, Ce et Eu. Parmi ces éléments, certains s'enrichissent de manière absolue à la base de l'horizon nodulaire. Ce sont par ordre croissant P, Sc, Cu, La, Ce et Eu (fig. 74).

La présence de cérium est conforme aux observations pétrographiques qui ont permis, rappelons le, de mettre en évidence au microscope électronique à balayage des oxyhydroxydes de cérium (*Pl. II. 1*). Le cuivre et le scandium sont fortement liés au fer exprimé sous forme de goethite.

2 - Bilan géochimique dans les profils de versant

On considère ici les profils décrits lors de l'étude pétrologique, le profil du versant amont boisé et celui du versant aval dénudé. Dans le premier, le bilan géochimique est fonction des processus de saprolitisation et ferruginisation, tandis que dans le second seuls les processus de ferruginisation sont envisagés dans le bilan.

a - Bilan dans le profil du versant boisé

On considère que ce profil s'est développé aux dépens de la même roche mère que sur le haut-plateau, plus à l'amont.

Dans la lithomarge, la réduction de volume est pratiquement nulle. Néanmoins, au sommet de l'horizon, le calcul iso-Zr donne une augmentation de volume (fig. 75); on note par ailleurs un enrichissement en alumine, lessivé partout ailleurs, et en lanthane (La) dans une moindre mesure (fig. 75).

L'indice de déformation est également minime dans la partie inférieure de l'argile tachetée, puis diminue brutalement dans l'horizon nodulaire, où des figures de tassement (filons de quartz fauchés) entraînent environ 35 % de réduction de volume, puis 55 % dans la cuirasse (fig. 75). On retrouve ici, les valeurs enregistrées dans l'horizon cuirassé du profil de haut-plateau.

Le bilan des masses pour chaque élément est présenté dans le tableau. 70 en annexe.

- Les éléments fortement enrichis

Le vanadium est enrichi de manière absolue dans l'ensemble du profil. Néanmoins, sa courbe d'enrichissement (fig. 75), montre de nombreuses fluctuations. Le niobium a le même comportement de même que le cuivre (Cu) (fig. 75). L'enrichissement en fer excède rarement 100 %, à l'exception de la base de la cuirasse (fig. 75). En moyenne la cuirasse est enrichie en fer à 70 % de la teneur initiale. On retrouve là les valeurs moyennes enregistrées dans l'horizon nodulaire du profil de haut-plateau. Le fer est pratiquement constant dans l'horizon d'argile tachetée et dans la sa-

prolite (fig. 75). Ailleurs il est nettement enrichi par rapport à sa teneur initiale (fig. 75). Toutefois, on note un lessivage à la base du profil (fig. 75).

- Les éléments fortement lixiviés

En tête des éléments fortement lixiviés on trouve bien évidemment les bases, suivies des terres rares lourdes (Yb et Lu), puis la silice, les alcalino-terreux (Sr et Ba), et certains éléments de transition tels que Co, Ni, Mn et Y. Cependant, Yb et Lu ne sont que très peu lixiviés jusqu'au sommet de l'argile tachetée (fig. 75).

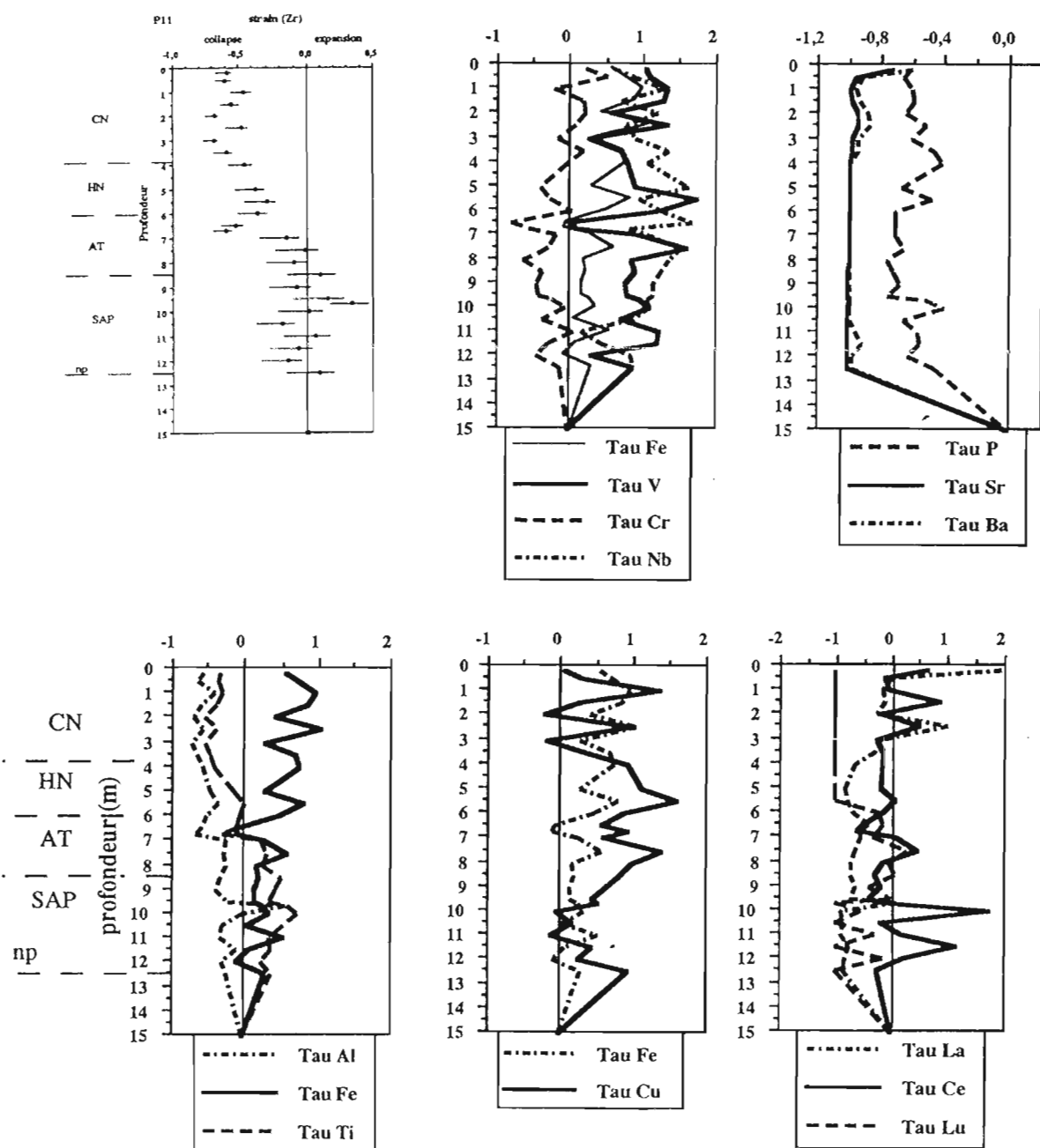


Figure. 75 - Evolution géochimique et comportement des éléments d'après le calcul de bilan iso-Zr dans le profil d'altération du versant boisé (np : niveau piézométrique ; SAP : saprolite ; AT : argile tachetée ; HN : horizon nodulaire ; CN : cuirasse nodulaire ; Strain Zr : indice de déformation calculé d'après le zirconium constant).

- Les éléments modérément lixiviés

Par ordre décroissant, on trouve le titane (TiO_2), qui ne bouge pas tant que les processus de ferruginsation sont très modérés (fig. 75), vient ensuite le chrome, l'alumine et le phosphore (P_2O_5), puis le scandium (Sc) et les terres rares légères (La et Ce) qui présentent cependant des variations importantes avec des domaines d'accumulation et des domaines de lixiviation (fig. 75).

b - Bilan dans le profil du bas-versant

La roche mère choisie pour le profil précédent donne des résultats aberrants, par ailleurs non conformes aux observations pétrologiques. On a par conséquent considéré une nouvelle roche pour ce profil qui est situé, rappelons le, près de l'entaille du réseau hydrographique. Néanmoins, il s'agit comme dans le cas précédent d'une roche de nature basique (tabl. 68 en annexe, moyenne entre roches n° 76, 77 et 55).

La déformation est peu importante tout au long du profil. On enregistre environ 30 % de réduction de volume dans les horizons de cuirasse (fig. 76). L'altération dans les horizons d'argile tachetée n'induit pas de déformation.

Le bilan de masse des éléments est présenté dans le tableau 71 en annexe.

- Les éléments fortement enrichis

Le chrome est de loin l'élément le plus enrichi. Le niobium l'est beaucoup moins. Quant au fer et au vanadium, ils présentent le même comportement (fig. 76). Ils sont enrichis de manière absolue au sommet de la cuirasse et sont sujets à de fortes variations ailleurs avec des domaines d'enrichissement dans les carapaces vermiformes et des domaines de lixiviation dans les horizons d'argile tachetée (fig. 76).

- Les éléments fortement lixiviés

Comme partout ailleurs, les bases sont fortement lessivées. Sr et Eu sont lixiviés dans la partie supérieure la plus oxydée, mais s'enrichissent à la base du profil. La silice, le manganèse, le cobalt (Co) et l'yttrium (Y) sont lixiviés à environ 90 % de leur teneur initiale.

- Les éléments modérément lixiviés

L'aluminium, le titane, le phosphore sont modérément lixiviés. Sc, Ni et Zn également, le cuivre pouvant se maintenir et s'enrichir dans les horizons de carapace vermiforme riche en goethite (fig. 76). Ba, Ce et Eu présentent quant à eux des domaines de lixiviation dans la partie supérieure du profil et des domaines de forte accumulation dans la partie inférieure (fig. 76).

3 - Bilan géochimique dans les profils de bas-plateaux

Deux profils ont été décrits et analysés sur le bas-plateau. L'un est constitué essentiellement d'une cuirasse vermiforme riche en goethite, l'autre est très perturbé et présente des limites interhorizons très festonnées.

La roche mère supposée pour ces deux profils est proche de celle choisie pour les

profils de haut-plateau et du versant boisé. Cependant, elle est plus riche en K_2O (tabl. 68, an., roche moyenne à partir des n° 2, 5 et 59), conformément à la présence de micas relictuels de type phengite dans les faciès d'altération.

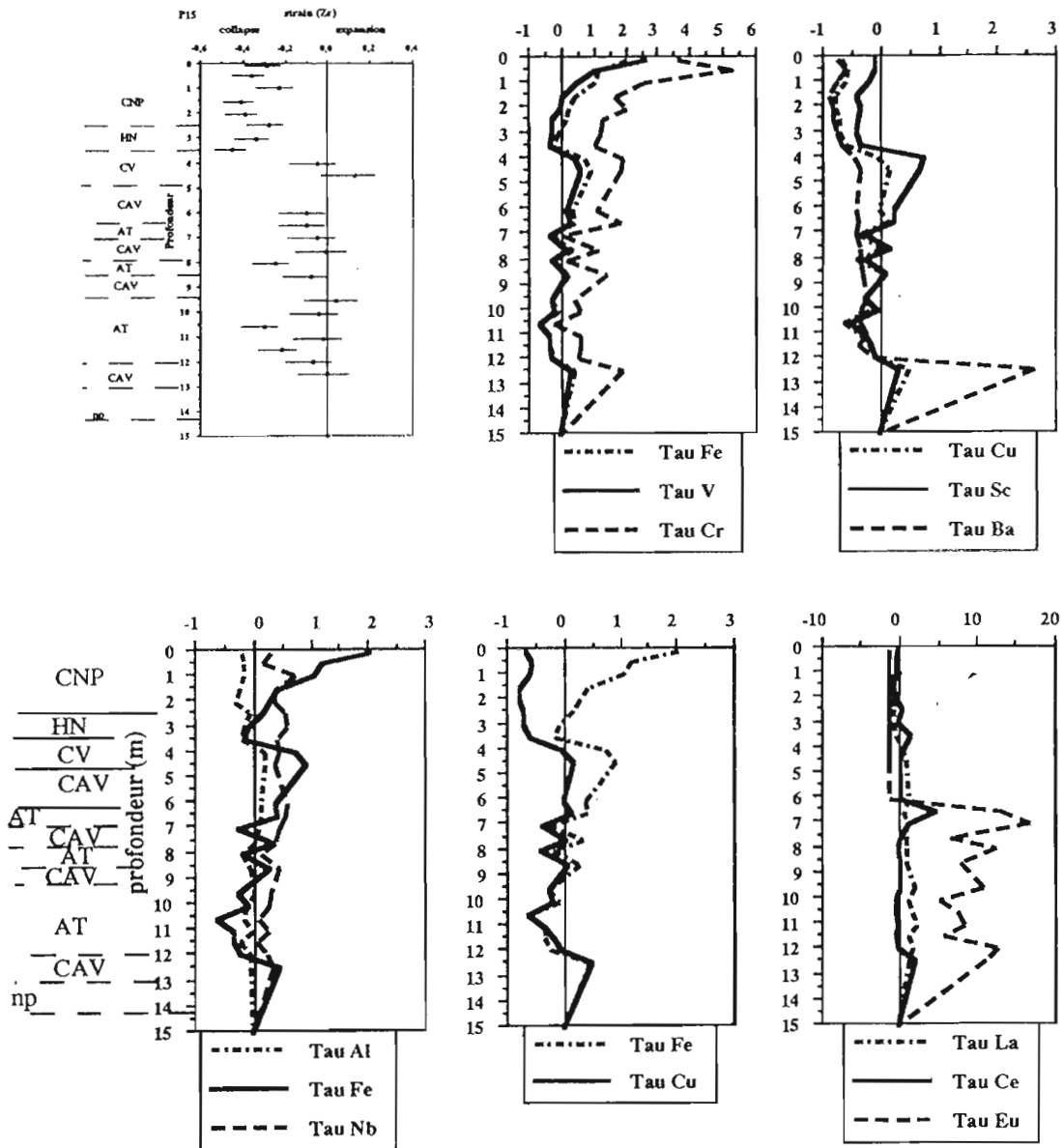


Figure. 76 - Evolution géochimique et comportement des éléments lors des processus d'altération latéritique dans le profil du bas-versant (P.15) mis en évidence par le calcul de bilan iso-Zr (np : niveau piézométrique ; AT : argile tachetée ; CAV : carapace vermiciforme ; CV : cuirasse vermiciforme ; HN : horizon nodulaire ; CNP : cuirasse nodulaire ou protopisolithique ; strain Zr : indice de déformation calculé en considérant Zr comme invariant).

Dans l'horizon de saprolite présentant la structure de la roche mère conservée à la cuirasse, l'indice de déformation (ϵ) est faible (fig. 77 et 78 et tabl. 72 et 73 en annexe). Néanmoins, la réduction de volume est d'environ 50 % dans la cuirasse. L'horizon de saprolite du profil perturbé ne présente pas de structure héritée. En revanche, cet horizon est marqué par une réduction de volume d'environ 70 % (fig. 78). Il apparaît par ailleurs essentiellement constitué de kaolinite, et il est dépourvu d'oxyhydroxydes de fer, parce que soumis à des conditions d'hydromorphie temporaire.

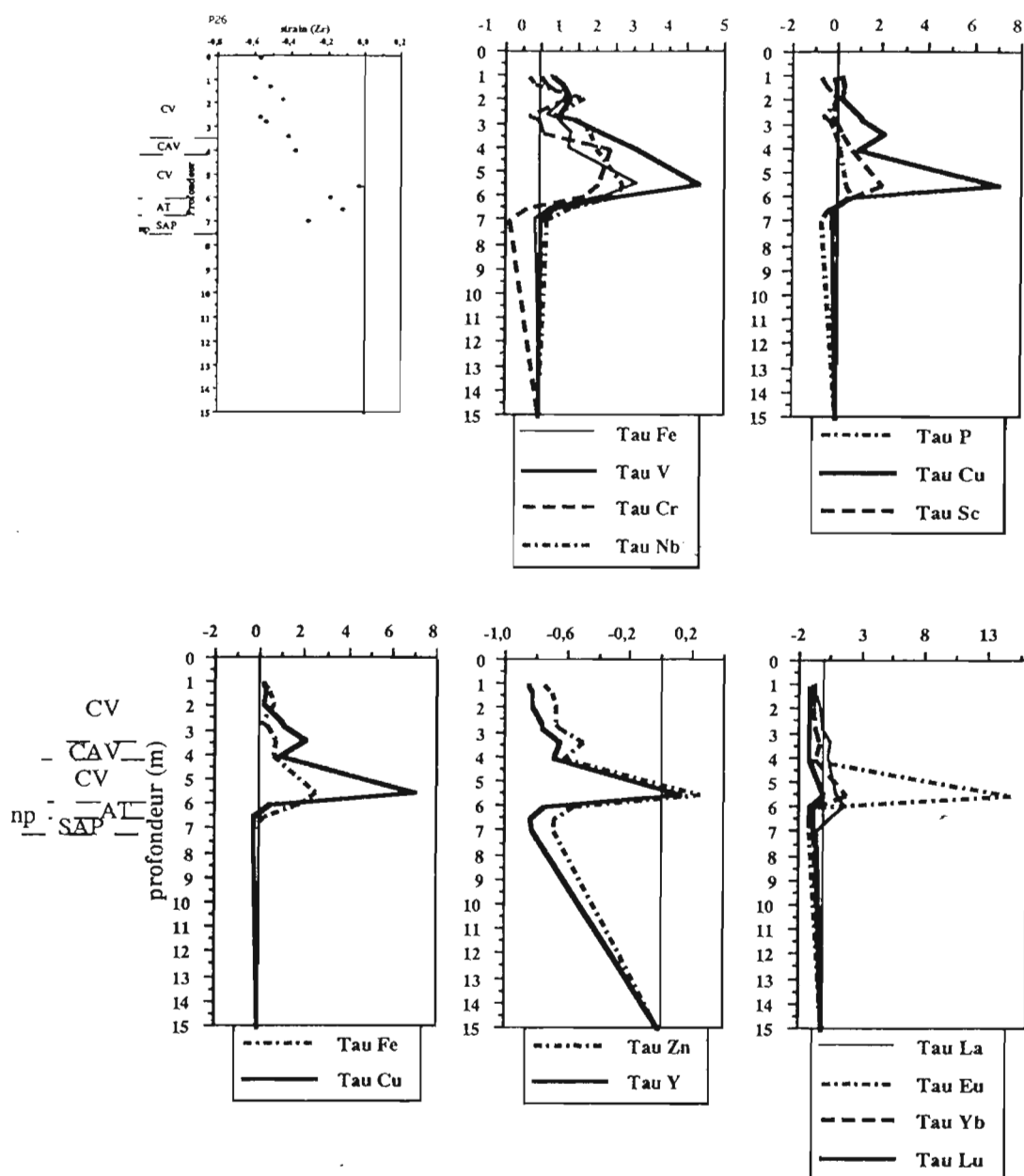


Figure. 77 - Evolution géochimique et comportement des éléments lors des processus d'altération latéritique dans le profil du bas-plateau (P.26) mis en évidence par le calcul de bilan iso-Zr (np : niveau piézométrique ; SAP : saprolite ; AT : argile tachetée ; CAV : carapace vermiciforme ; CV : cuirasse vermiciforme ; strain Zr : indice de déformation calculé en considérant Zr comme invariant).

D'une manière générale, l'indice de déformation fluctue beaucoup dans le profil perturbé, conformément à l'existence de faciès de nature différente à la même profondeur (fig. 78).

Le bilan de masse des éléments figure dans les tableaux 72 et 73 en annexe.

a - Les éléments très enrichis

V, Cr et Nb sont très enrichis dans les deux profils d'altération, et particulièrement dans les faciès de cuirasse. Le fer est lixivié dans l'horizon de saprolite en environnement hydromorphe (fig. 77 et 78). Ailleurs, il s'enrichit de manière absolue d'autant plus

marquée dans les faciès vermiciformes riches en goethite d'accumulation secondaire. L'enrichissement le plus important est enregistré à la base du profil le mieux pourvu en faciès vermiciforme. Il représente 250 % de la teneur initiale en roche saine (fig. 77 et tabl. XLII en annexe). Cependant, cet enrichissement coïncide un indice de déformation iso-Zr (ϵ_{Zr}) proche de 0, alors que le fer semble lessivé lorsque l'indice ϵ augmente (fig. 77). Il faut par conséquent envisager des transferts de zircon intraprofil par translocation mécanique à travers les macroporosités connectées du faciès vermiciforme dominant dans ce profil d'altération.

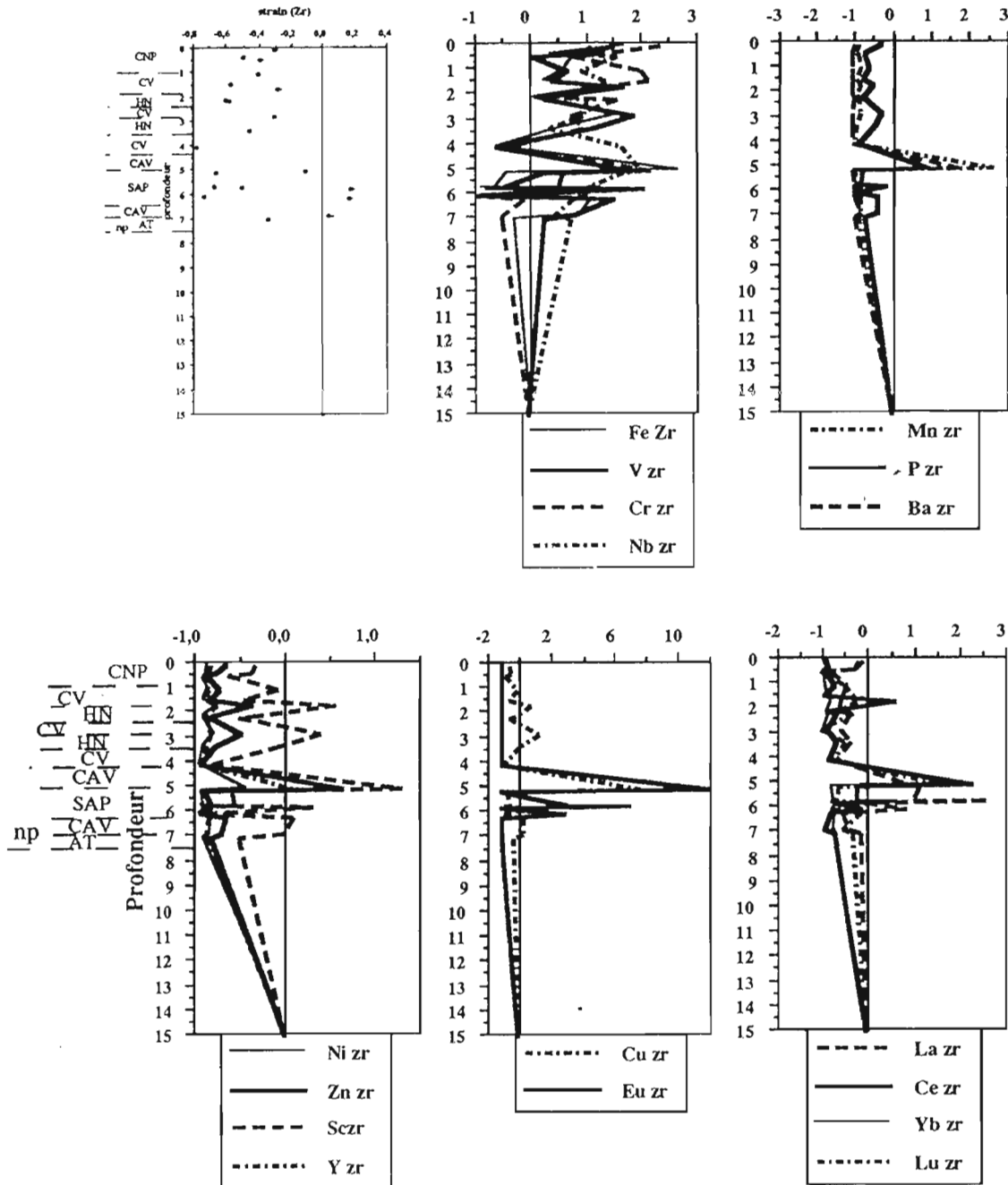


Figure. 78 - Evolution géochimique et comportement des éléments lors des processus d'altération latéritique dans le profil du bas-plateau (P.27) mis en évidence par le calcul de bilan iso-Zr (np : niveau piézométrique ; SAP : saprolite ; AT : argile tachetée ; CAV : carapace vermiciforme ; CV : cuirasse vermiciforme ; HN : horizon nodulaire ; CNP : cuirasse nodulaire ou protopisolithique ; strain Zr : indice de déformation calculé en considérant Zr comme invariant).

b - Les éléments fortement lixiviés

L'ensemble des bases est entièrement évacué lors des processus d'altération, suivi par les alcalino-terreux (Sr et Ba), les terres rares telles que Eu, Yb et Lu, puis la silice avec Co, Ni, Zn, Mn, Y et Ce. Cependant les terres rares Ce, Eu et Yb peuvent se maintenir localement (fig. 77 et 78), voire s'enrichir particulièrement dans les horizons de saprolite et d'argile tachetée fortement lessivés en fer et métaux de transition, sous conditions très lessivantes pendant la saison sèche et hydromorphes pendant la saison humide.

c - Les éléments modérément lixiviés

L'alumine est partiellement lixiviée partout, de même que Ti, P, Cu, lequel peut s'enrichir localement dans les faciès les plus riches en goethite secondaire (fig. 77 et 78). Sc calque son comportement sur Cu, et La est toujours enrichi dans les parties inférieures des profils, les plus argileuses et les moins oxydées (fig. 77 et 78).

3 - Analyse statistique du bilan de masse

Une analyse factorielle en composante principale des résultats du bilan de masse a été réalisée pour chaque type de roche mère choisie. Ont été considérés dans le traitement, la porosité (Pr), l'indice de déformation (ϵ), tous les éléments chimiques analysés, ainsi que les poids des minéraux dans chaque faciès. De l'analyse en composante principale (ACP) on a retenu les 5 premiers facteurs.

a - ACP du bilan de masse dans les profils du haut-plateau et du versant boisé (fig. 79)

Les résultats de cette analyse en composante principale figurent dans le tableau 74 en annexe.

Le premier facteur (31 % de la variance totale expliquée) discrimine deux groupes d'éléments. Le premier groupe associe les éléments corrélés positivement, la silice est associée aux bases (CaO, MgO, Na₂O et K₂O), au quartz, ainsi qu'à Al, Ti, Mn, Sr, Ba, Co, Ni, Zn, Y et Yb. Le second groupe des éléments corrélés négativement associe les oxyhydroxydes de fer goethite et hématite et le niobium. Ce premier facteur exprime les processus de saprolitisation et oppose les éléments lixiviés aux éléments résiduels qui s'enrichissent relativement.

Le second facteur (25 %) exprime l'opposition entre un groupe d'éléments corrélés positivement (Fe, P, Cu, Sc, Y, Ba, La, Ce, Eu, quartz et goethite), et la gibbsite. Ce facteur traduit les processus d'enrichissement supergène liés aux phénomènes d'oxydo-réduction. Au total, il exprime l'antagonisme entre les milieux bien drainés où la gibbsite se forme, et les milieux confinés où des phases hydroxylées riches en terres rares précipitent.

Le premier plan factoriel (fig. 79) met en évidence 7 groupement géochimiques. L'augmentation des teneurs en gibbsite est liée à l'augmentation de la porosité. Lorsqu'il y a réduction de volume par tassement, le titane et l'alumine sont partiellement lixiviés, de même que la silice et les éléments de transition les plus mobiles (Mn, Co, Ni, Zn et Y). En revanche, les éléments résiduels tel que Nb se concentrent avec l'hématite. La goethite corrélée au fer total et à Cu s'accumule dans la porosité. Ce groupe est corrélé au groupe du phosphore et des alcalino-terreux (Sr et Ba) auxquels se joint aussi Sc, et au groupe des terres rares légères qui s'accumulent, on l'a vu, à la base de l'horizon no-

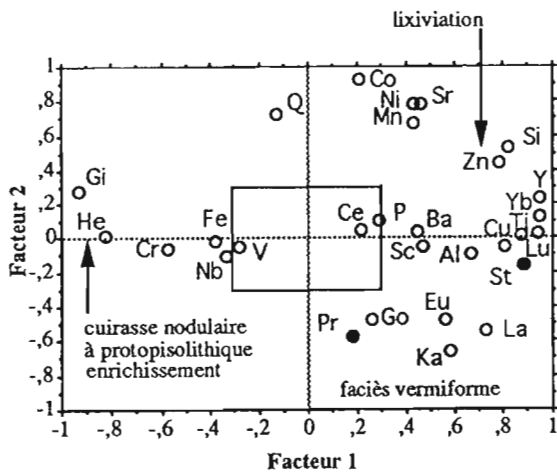
Le quatrième facteur (13 %) oppose le groupe rassemblant Fe, P, V, Cr, Sc au groupe des terres rares lourdes Yb et Lu corrélées négativement au quartz (tabl. 74 en annexe). Ce facteur exprime les processus de ferruginisation initiaux entraînant la lixiviation des terres rares lourdes.

Le cinquième facteur (8 %) oppose gibbsite et quartz corrélés négativement entre eux à la kaolinite qui est corrélée positivement à Ti et Ce (tabl. 74 en annexe). Ce facteur marque l'opposition entre les minéraux hydratés d'accumulation secondaire, et les minéraux peu hydratés hérités des processus d'altération initiaux. Au total, il traduit la variation des processus d'hydratation.

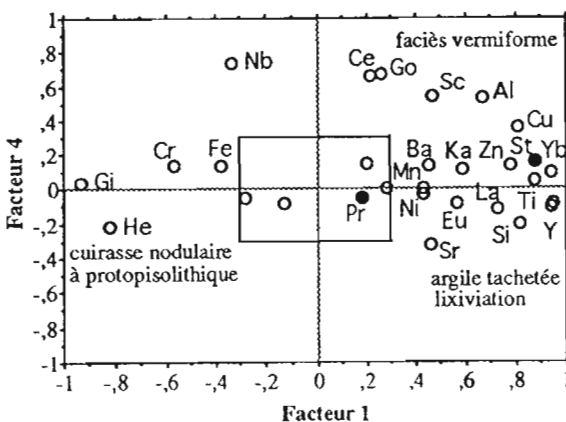
b - ACP du bilan de masse dans le profil de bas-versant (fig. 80)

Les résultats de l'analyse en composante principale menée sur les analyses du profil de bas-versant figure dans le tableau 75 en annexe.

Le premier facteur (44 % de la variance sont expliqués) marque l'opposition entre un groupe d'éléments corrélés positivement avec l'indice de déformation ϵ (Si, Al, Ti, Mn, Ni, Cu, Zn, Sc, Sr, Y, Ba, La, Eu, Yb, Lu et la kaolinite) au groupe "Fe, Cr, Nb, hématite et gibbsite" corrélés négativement entre eux. Quand le tassement augmente, les éléments du premier groupe sont lixiviés, et ceux du second groupe enrichis. Ce facteur



marque donc l'opposition entre les milieux mal drainés, hydromorphes caractérisant, à la base du profil, les faciès d'argile tachetée riches en kaolinite et en éléments traces, et au sommet du profil, les milieux oxydants et bien drainés des faciès de cuirasse.



Le second facteur (20 %) oppose d'une part la silice corrélée positivement avec Mn, Co, Ni, Zn, Sr et le quartz, et d'autre part la porosité corrélée négativement avec La, Eu, kaolinite et goethite (tabl. 75). Ce facteur traduit les processus de dissolution du quartz, induisant une augmentation de la porosité, et par conséquent le lessivage des éléments de transition et du strontium, et l'accumulation suivant un processus d'illuviation de la kaolinite et de la goethite dans les vacuoles et tubules des carapaces vermiformes, et avec elles certaines terres rares légères.

Le premier plan factoriel (fig. 80) discrimine quatre groupes d'éléments opposés deux à deux. Le plus grand

Figure. 80 - Discrimination des processus géochimiques et des faciès d'altération par l'ACP dans le profil du bas-versant (P15).

nombre d'éléments rassemblés autour de l'indice de déformation ϵ (St) est lessivé, et s'oppose au groupe du fer autour duquel sont réunis l'hématite et la gibbsite et les éléments résiduels V, Cr et Nb. Tous ces éléments s'enrichissent quand il y a réduction de volume. Par ailleurs, le groupe de la goethite et de la kaolinite avec les terres rares légères La et Eu s'accumule dans la porosité, et s'oppose au groupe du quartz et des éléments de transition les plus mobiles Mn, Ni et Co auquel s'associe Sr. tous ces éléments sont lixiviés quand la porosité augmente.

Le troisième facteur (19 %) exprime l'opposition entre le groupe constitué du fer corrélé positivement à P, V, Cr, Ni, Zn, Sc et l'hématite, et le groupe figuré par la porosité corrélée négativement à Eu, le quartz et la kaolinite (tabl. XLIV en annexe). Ce facteur marque l'opposition entre la ferruginisation hématitique (mode de l'aggradation) en environnement oxydant dans la cuirasse et l'accumulation dans la porosité des plasmas kaoliniques induisant un environnement hydromorphe dans l'argile tachetée.

Le quatrième facteur (10 %) oppose le strontium au groupe de l'alumine corrélée positivement à Cu, Sc, Nb, Ce et la goethite (tabl. XLIV en annexe). Ce facteur marque les processus d'accumulation goethitique (mode de l'aggradation) dans les carapaces à faciès vermiforme.

Le troisième plan factoriel (fig. 80), oppose les cuirasses nodulaires ou protopisolithiques hématitiques et riches en gibbsite et en Cr, au faciès de carapace et cuirasse vermiforme riches en goethite, Ce, Sc et alumine.

Par ailleurs, la majorité des éléments sont corrélés à l'indice de déformation ϵ (St), ce qui signifie qu'ils sont lixiviés au cours des processus de ferruginisation sous le mode de l'aggradation hématitique. Une partie peut s'accumuler par la suite, plus bas dans le profil, au sein des macroporosités des faciès vermiforme. C'est le cas de la kaolinite et des terres rares légères (La et Eu). C'est aussi le cas de la goethite et des éléments de transition (Mn, Cu et Sc). D'autre part, le baryum est souvent associé au manganèse au sein de phase supergène de type psilomélane (fig. 80).

Le cinquième facteur (7 %) fait ressortir un seul groupe composé du manganèse corrélativement à Cu, Ba et Lu (tabl. XLIV en annexe). Il signe ainsi le processus d'accumulation secondaire supergène en milieu hydromorphe des oxyhydroxydes de manganèse.

c - ACP du bilan de masse dans les profils de bas-plateau (fig. 81)

Les résultats de l'analyse en composante principale des profils de bas plateaux figurent dans le tableau 76 en annexe.

Le premier facteur (23 % de la variance expliqués) oppose un groupe géochimique constitué de l'indice de déformation ϵ corrélé positivement avec Al, Fe, P, V, Cu, Zn, Sc, Yb et la goethite, au groupe du quartz et de la kaolinite corrélés négativement. L'enrichissement des éléments corrélés positivement se traduit donc par une augmentation de volume, et la dissolution du quartz et de la kaolinite. En revanche, lorsque l'indice de déformation ϵ diminue, il y a tassement ($\epsilon < 0$), et la kaolinite plus le quartz sont enrichis de manière absolue. Ces deux minéraux sont illuviés dans la porosité. avec la quartz se concentrent également les minéraux lourds (ilménite, zircon...), ce qui explique le taux de déformation ($\epsilon < 0$) dans ces faciès (saprolite et argile tachetée).

Le second facteur (33 %) oppose le groupe formé de la silice corrélée positivement à l'alumine, aux bases (CaO, MgO, Na₂O et K₂O), à Co, Ni, Sr, Y et à l'indice de

déformation ϵ , au groupe de la kaolinite corrélée positivement au niobium (tabl. 76 en annexe). Ce facteur caractérise le processus de saprolitisation, entravé par les conditions hydromorphiques qui règnent à la base des profils d'altération et qui favorisent la conservation des minéraux primaires tels que les micas de type phengite.

Le premier plan factoriel (fig. 81) discrimine 4 groupes d'éléments. Dans ce cas, il semble que l'indice de déformation ϵ auquel s'associe Al, Y, Zn, Yb, Cu et P soit opposé à la kaolinite et dans une moindre mesure à la porosité à laquelle s'associent gibbsite et hématite. Par ailleurs, le groupe de la goethite, du fer, du vanadium et du scandium est plutôt corrélé au groupe de ϵ . Le groupe de la silice, des bases et du Sr, auxquels s'associent également Co et Ni, représente le processus de lixiviation. Autrement dit, quand il y a réduction de volume, la kaolinite s'accumule, la goethite se dissout, fer et alumine étant partiellement remobilisés..

Le troisième facteur (26 %) met en évidence un groupe d'éléments corrélés positivement : Mn, Co, Cu, Zn, Y, Nb, Ba, La, Ce, Eu, Yb, Lu et Ni (tabl. 76 en annexe). Ce facteur traduit la difficulté qu'ont les éléments trace à se fractionner au cours des processus d'altération et de ferruginisation dominés par les conditions d'hydromorphie qui règnent dans les profils étudiés.

Le quatrième facteur (10 %) marque l'opposition entre le groupe de l'hématite corrélée positivement à Cr et à la gibbsite et le groupe de la kaolinite corrélée positivement à La (tabl. 76 en annexe). Ce facteur illustre ainsi l'antagonisme entre le processus ferruginisation hématitique en milieu oxydant bien drainé prévalant au sommet des profils où la gibbsite se forme, et le processus de saprolitisation kaolinitique en milieu hydromorphe prévalant à la base des profils.

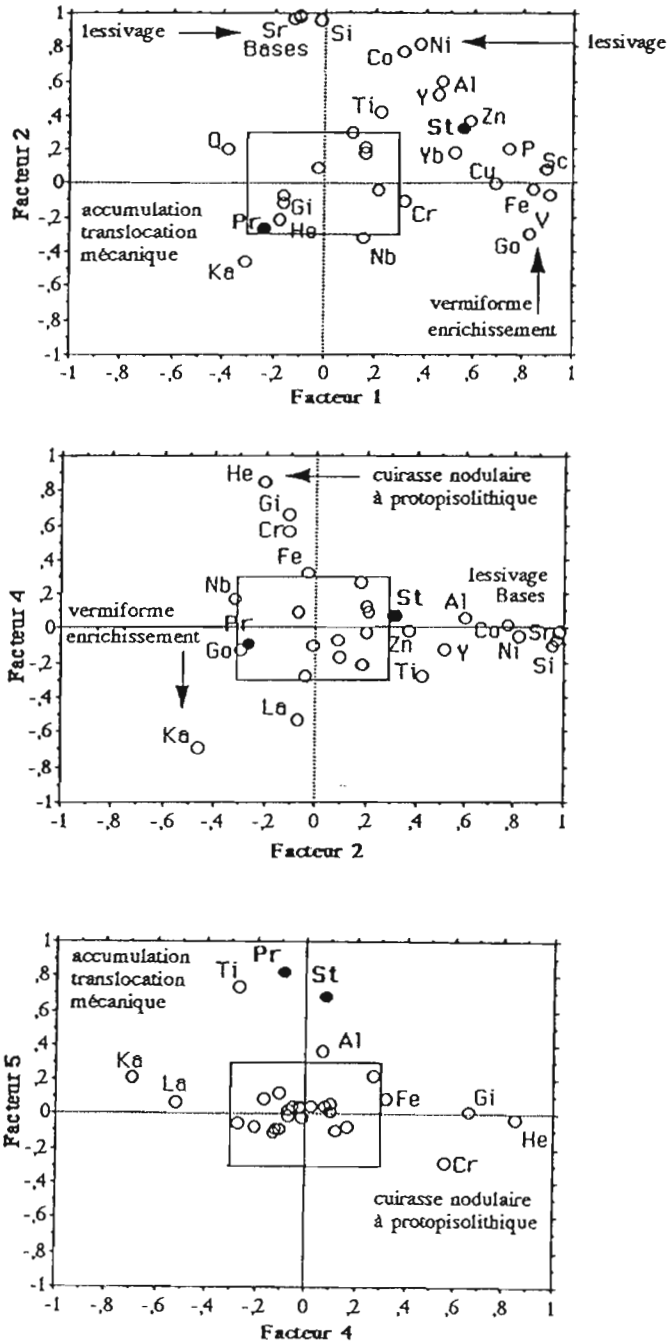


Figure. 81 - Discrimination des processus géochimiques et des faciès d'altération par l'ACP dans les profils du bas-plateau.

Le sixième plan factoriel (fig. 81) met en évidence cinq groupes géochimiques constitués d'éléments ayant la même affinité devant les processus d'altération et de ferruginisation prévalant dans les profils de bas-plateaux. Autour de l'indice de déforma-

tion ϵ sont rassemblés Ti, Zn, Y et Al auxquels s'associe le groupe formé de la silice, les bases, Ni et Sr. L'ensemble des ces éléments apparaît opposé au groupe constitué de la porosité, de la goethite et du Nb. Par conséquent, quand il y a tassement du profil, la goethite s'accumule dans la porosité croissante, et les éléments associés à ϵ ont tendance à être plus ou moins éliminés du profil. Par ailleurs, ce plan factoriel fait ressortir l'opposition entre "kaolinite - La" et "hématite - gibbsite - Fe - Cr". La réduction de volume qui apparaît dans la saprolite résulte de l'accumulation de kaolinite et de la lixiviation du fer, en milieu hydromorphe. En revanche, quand le tassement affecte les cuirasses, c'est la kaolinite qui est dissoute, en milieu bien drainé et la gibbsite peut éventuellement se développer.

Le cinquième facteur (8 %) associe au sein du même groupe de corrélation positive la porosité, l'indice de déformation ϵ , l'alumine et le titane (tabl. 76 en annexe). Lorsqu'il y a tassement, la porosité diminue, le drainage se péjore et l'ilménite s'altère accompagnée par la remobilisation partielle de l'alumine.

Le dixième plan factoriel (fig. 81) différencie trois groupes géochimiques dont deux sont franchement opposés par le facteur 4. L'indice de déformation ϵ forme un groupe (isolé par le facteur 5) avec la porosité, l'aluminium et le titane. Quand il y a tassement, la porosité diminue, Al et Ti sont partiellement remobilisés. En revanche, la kaolinite s'accumule dans la saprolite, alors qu'elle est dissoute dans la cuirasse, où s'accumulent l'hématite, la gibbsite, le Cr et dans une moindre mesure le fer.

D - CONCLUSIONS

Le bilan géochimique de l'altération a été estimé par rapport au zirconium constant à partir de roches mères moyennes supposées comme représentatives de la zone étudiée.

Outre leurs différences pétrologiques, les profils d'altération se distinguent les uns des autres par les variations de comportement de leurs constituants minéralogiques et chimiques lors des processus de saprolitisation et de ferruginisation.

Les profils de haut-plateaux sont marqués par le comportement contrasté du fer dont les teneurs fluctuent selon les modalités du processus de ferruginisation : aggradation ou dégradation. Ainsi, il est lixivié à la base de la cuirasse en voie de dégradation et s'accumule lors de processus d'aggradation à la base de l'horizon nodulaire où une cuirasse riche en goethite se reforme. On enregistre alors un enrichissement en fer 2,5 fois supérieur à celui mesuré dans la cuirasse.

Dans un premier stade, le fer s'accumule lors de processus d'aggradation sous forme d'hématite conduisant au développement des faciès paranodulaire et massif, la porosité est faible et le tassement important. En revanche, lors de la dégradation des faciès précédents, la porosité augmente, le tassement est moins important, le fer est lixivié préférentiellement à l'alumine. Au total, les teneurs en gibbsite et en goethite augmentent. Au cours de l'aggradation, V et Cr sont concentrés avec l'hématite, les autres éléments étant tout ou partie lixiviés. Au cours de la dégradation, les éléments de transition les moins mobiles (Cu, Sc) s'accumulent avec la goethite, en parallèle avec l'accumulation de phases phosphatées riches en terres rares légères (La, Ce et Eu) et Ba.

Par ailleurs, dans le profil sous forêt situé à l'amont du versant, les processus de saprolitisation opèrent selon deux modes de différenciation. Le premier concerne l'altération pseudomorphique, respectant la structure héritée de la roche, et conduisant

à la formation de kaolinite et à la lixiviation des bases et des terres rares lourdes (Yb et Lu). Les éléments de transition sont en partie conservés autour de la goethite. Le second mode résulte de processus de pédoturbation qui effacent les structures, modifient la porosité, entraînent le lessivage de la silice, et par conséquent la formation de la gibbsite aux dépens de la kaolinite. En revanche la goethite se maintient, et la transformation kaolinite - gibbsite n'a aucun effet sur le comportement des éléments trace. Cependant, elle induit une augmentation de volume de l'horizon.

Vers l'aval de la séquence, dans le profil du bas-versant, la courbe d'enrichissement du fer fluctue dans les deux tiers du profil, selon les faciès, argile tachetée ou carapace, puis augmente brutalement pour atteindre 2,5 fois sa valeur de départ. La géochimie de ce profil est dominée par le comportement des éléments de transition au sein des carapaces à faciès vermiforme. D'une manière générale, ils s'enrichissent dans les faciès riches en goethite. Par ailleurs, au sommet du profil, le tassement est important ($\epsilon < 0$), et l'hématite se développe préférentiellement aux autres minéraux (kaolinite et goethite). Néanmoins, dans les faciès protopisolithiques, la goethite se développe aux dépens des domaines nodulaires hématitiques sous l'effet de l'hydratation, de même que la gibbsite qui cristallise dans la porosité. Ces deux minéraux sont finalement la signature minéralogique de la dégradation des cuirasses nodulaires hématitiques. Il en résulte un accroissement de la porosité qui par la suite, est partiellement comblée par la gibbsite et la goethite secondaires, et par conséquent une augmentation de l'indice de déformation ϵ ($\epsilon > 0$).

La géochimie des profils de bas-plateaux est caractérisée par des apports importants de kaolinite, quartz et minéraux lourds (ilménite et zircon) qui migrent ensemble du sommet vers la base des profils lors de processus de translocation mécanique. Dans ce cas, le bilan iso-Zr est moins fiable que dans les autres profils et doit par conséquent être nuancé. Ces apports se traduisent, plus bas dans le profil, par le colmatage des macrovides (vacuoles et tubules) dans les horizons d'argile tachetée et de carapace vermiforme, et provoquent des phénomènes d'hydromorphie qui fluctuent avec les saisons. Dans tous les cas, le comportement des éléments trace est largement tributaire des ces processus. Ainsi, la base des profils de bas-plateaux est marquée par la péjoration du drainage, suite au colmatage de la porosité par la kaolinite, à laquelle s'associent certaines terres rares tel que La. En revanche, le sommet des profils est mieux drainé, la porosité est ouverte et l'indice de déformation conditionné par les teneurs en fer accumulé. Lorsque l'indice de déformation décroît ($\epsilon < 0$), le fer s'accumule, la kaolinite est illuviée, mais elle s'accumule plus bas avec les éléments de transition les plus mobiles.

V - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES TROIS SYSTEMES CUIRASSES. RESUME ET COMPARAISON DES FAITS PRINCIPAUX

L'étude minéralogique et géochimique des profils d'altération, appartenant aux trois systèmes cuirassés, permet de les distinguer selon trois processus d'altération responsables de leur développement différentiel. Il s'agit du processus de saprolitisation (altération dans les saprolites), et des deux étapes de ferruginisation (ferruginisation sous les horizons de cuirasses et ferruginisation dans les cuirasses), qui on l'a vu interviennent suivant deux modalités : l'aggradation et la dégradation. Par ailleurs, s'y ajoute le rôle de l'hydromorphie en aval qui modifie localement les conditions de la saprolitisation et de la ferruginisation et favorise de développement des faciès vermiformes riche en goethite.

A - PROCESSUS DE SAPROLITISATION

Les saprolites des profils du versant et du bas-plateau sont bien différenciées par leurs compositions minéralogiques et géochimiques (fig. 82). La saprolite dans les profils des versants est plus ferrugineuse que celle des bas-plateaux, et retient mieux les éléments de transition tels que Mn, V, Ni, Zn, Cu et Sc autour de la goethite. Deux modes d'altération ont été distingués : altération kaolinique à structure parentale conservée, et altération gibbsitique qui dérive de processus de pédoturbation effaçant les structures, ce qui se traduit par des changements de volume. La gibbsite se développe aux dépens de la kaolinite qui se désilicifie, et comble également une partie de la porosité (vacuoles et microfissures).

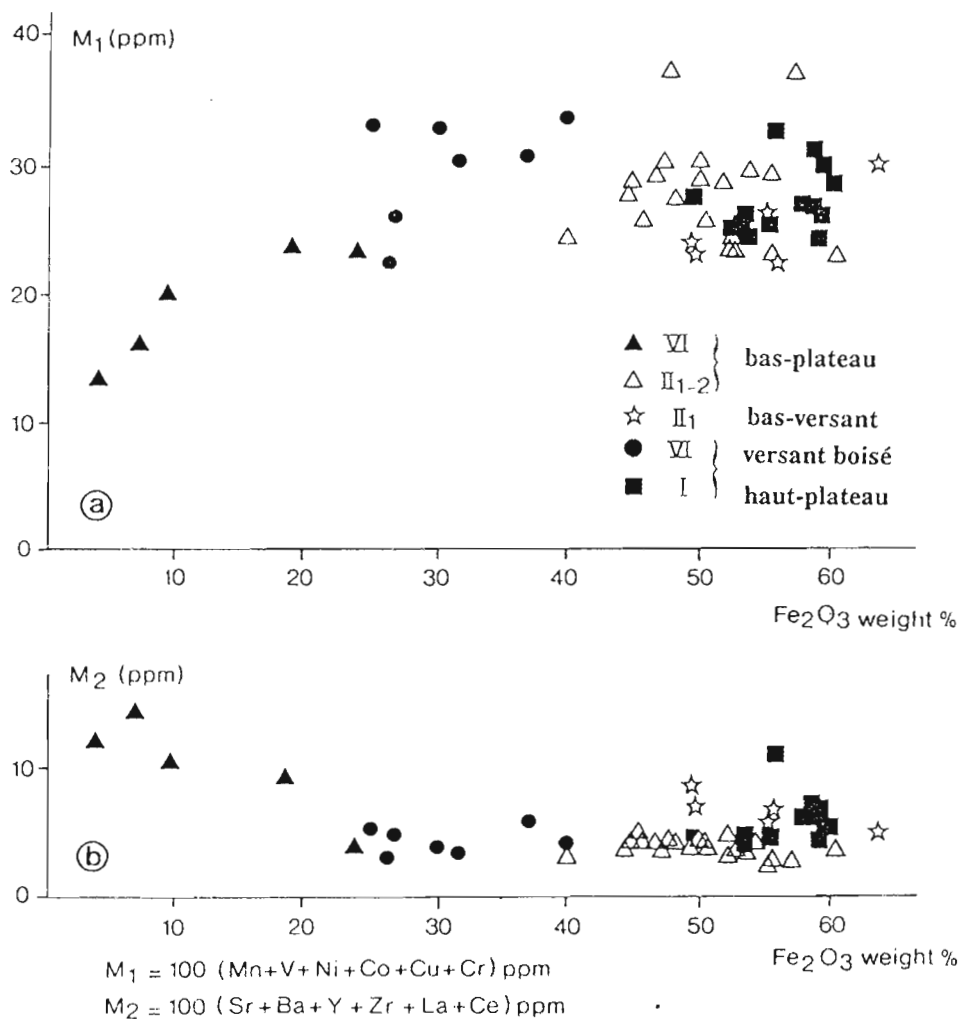


Figure. 82 - Evolution de la composition chimique des saprolites et des cuirasses selon la position topographique des profils dans lesquels elles se développent.

De son côté, la saprolite des bas-plateaux est plus riche en quartz et certains minéraux parentaux non altérés tels que les micas de type phengite, et elle retient plutôt les alcalino-terreux Sr et Ba, et les terres rares telles que La, Ce et Yb. Notons que Zr et Nb accompagnent toujours le quartz et l'ilménite. La saprolite des profils de bas-plateaux est caractérisée par deux modes d'altération : altération kaolinique avec conservation des volumes d'une roche riche en micas, et accumulation lors de processus

d'illuviation de kaolinite et de quartz fin dans la macroporosité résultant de la dissolution des minéraux primaires les plus altérables. Le deuxième mode induit des conditions d'hydromorphie qui favorisent le piégeage dans les matériaux très argileux des alcalino-terreux (Sr, Ba), des terres rares (La, Ce, Eu, Yb et Lu), et surtout une quantité importante de zirconium enrichi à la suite de processus de translocation mécanique.

B - PROCESSUS DE FERRUGINISATION SOUS LES HORIZONS DE CUIRASSES

Sous les cuirasses les processus de ferruginisation conduisent au développement d'horizons nodulaires épais dans les profils des hauts-plateaux, ou de carapaces ferrugineuses épaisses dans les profils situés à l'aval des versants et sur les bas-plateaux. Lors de ces processus, des plasmas goéthitiques se forment soit par transformation des plasmas hématitiques primaires dans les profils des hauts-plateaux, soit par précipitation à partir des solutions qui percolent à travers les matériaux argileux remplissant les vacuoles et les tubules dans les carapaces vermiformes des deux autres systèmes.

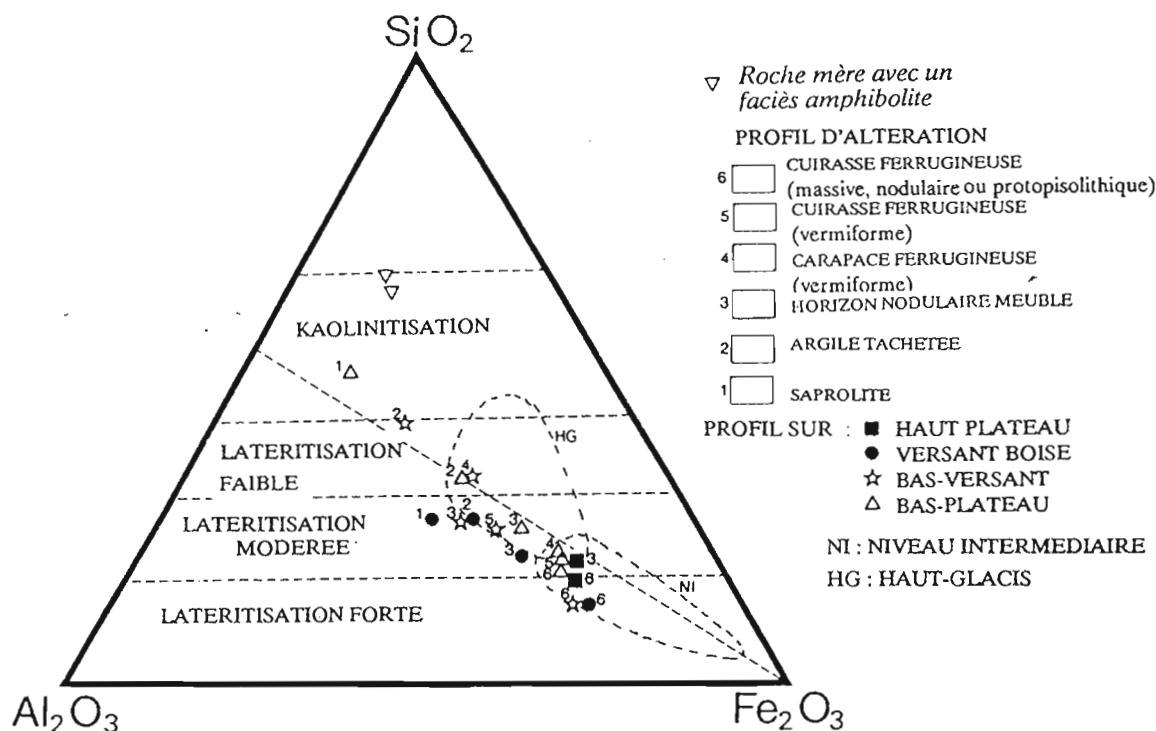


Figure. 83 - Evolution de la composition chimique moyenne des faciès d'altération, selon la position topographique des profils dans lesquels ils se développent (même légende que la figure 64 ; classification des faciès selon l'intensité des processus de latéritisation, d'après SHELLMANN, 1982 ; classification des faciès selon les niveaux cuirassés, d'après GRANDIN, 1976).

Dans tous les cas, les processus de lateritisation sont modérés (Fig. 83), selon la classification de SHELLMANN (1982).

Dans l'horizon nodulaire du profil de haut-plateau, la goéthite qui dérive des processus de dégradation est la principale phase férifère néoformée, et elle est opposée à l'hématite qui est héritée des processus d'aggradation. Ces processus d'aggradation entraînent un enrichissement relatif en fer (+ 70 % de la teneur initiale mesurée dans la roche parentale), accompagné de V, Nb, La et Ce.

La dégradation des faciès d'aggradation qui opère sous la cuirasse et autour des nodules entraîne outre l'augmentation des concentrations en goéthite, la lixiviation d'une partie du stock de fer (- 19 % de la teneur initiale) et du vanadium (- 10 %). En

revanche Nb se maintient de même que La, Ce et Eu qui finalement s'enrichissent nettement.

Par ailleurs, à la base des horizons nodulaires dans les profils des hauts-plateaux, la goethite précipite au sein d'un horizon de carapace nodulaire. Cet horizon de carapace est plus ferrugineux que la cuirasse sus-jacente et il présente un faciès géochimique qui se rapproche de celui de la cuirasse développée dans les profils situés à l'amont des versants, puisque s'enrichissent aux côtés de la goethite, Cu, Sc, La, Ce et Eu.

Dans le profil de versant boisé, le fer s'accumule également sous forme de goethite et le cuivre lui est associé. Ces processus induisent par ailleurs une réduction de volume (30 - 35 %) de l'horizon.

Dans les profils de bas-versants, l'aggradation du fer au sein des matériaux argileux se réalise sous la forme de précipitation de goethite, à laquelle s'associent les éléments de transition les moins mobiles tels que Cu et Sc. Par ailleurs, des processus de translocation mécanique apparaissent dans l'horizon nodulaire sous cuirasse et dans les faciès vermiformes. L'accumulation des matériaux argileux blancs à kaolinite et des quartz fins qui y sont disséminés découle de ces processus. Ces transferts de matière s'effectuent à travers les macropores (vacuoles et tubules) connectés dans les faciès vermiformes bien développés sur les bas-versants (canaux, qui sont par ailleurs probablement empruntés par les termites). Ces processus sont finalement responsables des enrichissements locaux en zirconium. Il en résulte que le bilan géochimique est faussé. Dans ce contexte les terres rares légères La et Eu sont nettement enrichies dans les matériaux d'accumulation kaolinitiques.

Dans les profils de bas-plateau, ces processus sont encore plus affirmés. Il se traduit par des enrichissements allochtones importants en minéraux lourds, et des accumulations de kaolinite. Ces accumulations provoquent localement des conditions hydromorphes qui favorisent l'affleurement des nappes à la saison pluvieuse, et par conséquent une certaine remobilisation du fer.

C - PROCESSUS DE FERRUGINISATION DANS LES CUIRASSES

La structure des cuirasses est massive ou paranodulaire dans le système des hauts-plateaux, nodulaire ou protopisolithique" dans le système des versants et de bas-plateaux, et vermiforme uniquement dans celui des bas-plateaux.

D'un point de vue géochimique, les cuirasses des trois systèmes cuirassés sont assez mal différenciées (fig. 82). Cependant, les cuirasses des hauts-plateaux et de l'amont des versants sont en moyenne les plus riches en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Mn_3O_4 , TiO_2 , Ba, V, Ni, Sc, La, et Ce. En revanche, les cuirasses développées à l'aval des versants sont en moyenne les plus riches en Mg, P_2O_5 , Sr, Co, Zr, Yb et Nb, alors que les cuirasses des bas-plateaux sont en moyenne les plus riches en SiO_2 , PF, Cr, Zn, Cu et Y. Au total, les cuirasses des haut-plateaux et des versants sont plus ferrugineuses et plus riches en hématite et vanadium que les cuirasses des bas-plateaux, lesquelles sont plus goethitiques et plus riches en éléments de transition tels que Mn, Ni, Cr, Cu, Sc et Y.

La ferruginisation est plus forte dans les profils des deux premiers systèmes (fig. 83). Les cuirasses des profils de haut-plateau résultent de processus d'aggradation qui conduisent au développement de l'hématite. Cela se traduit par le tassement de l'horizon, le lessivage de la silice et d'une partie de l'alumine avec les bases et les éléments de transition les plus mobiles (Co, Ni, Zn, Y), de même que les alcalino-terreux

(Sr et Ba) et les terres rares lourdes. En revanche, V, Cr et Nb s'enrichissent lors de l'aggradation du fer en hématite. En revanche, lors des processus de dégradation l'hématite se transforme en goethite dans les profils de versants, conduisant au développement des faciès protopisolithiques. Les éléments de transition les moins mobiles Cu et Sc s'accumulent alors avec la goethite.

Dans les profils du versant boisé, la partie médiane de l'horizon cuirassé est la plus riche en fer et en hématite, de même elle est enrichie en vanadium, niobium et cuivre, ce dernier présentant toujours une affinité pour la goethite développée sous forme de cernes périnodulaires. Il en résulte une réduction de volume de l'horizon, et le lessivage de la silice, de l'alumine, des éléments de transition les plus mobiles, des alcalino-terreux et des terres rares lourdes. Par ailleurs, on note un enrichissement en terres rares légères, ce qui confère à cette cuirasse de versant boisé certaines analogies géochimiques en terme de bilans de masse avec la carapace ou jeune cuirasse goethitique développée à la base de l'horizon nodulaire du profil du haut-plateau.

Dans le profil de bas-versant, la déformation de l'horizon de cuirasse protopisolithique est réduite (- 30 %). L'accumulation du fer est importante de même que celle du vanadium et du chrome. L'alumine est peu lessivée, conformément à l'abondance de gibbsite secondaire dans cette cuirasse. Les éléments de transition sont lixiviés à environ 70 % de leur teneur originelle, et les terres rares légères ne sont que modérément lixiviées.

Dans les profils de bas-plateaux, les cuirasses vermiformes sont essentiellement constituées de goethite qui résulte de processus d'aggradation, par accumulation absolue de fer au sein des plasmas kaoliniques illuviés remplissant les tubules et les vacuoles. Les faciès vermiformes sont les plus enrichis en fer, particulièrement à la base de l'horizon avec V, Cu et Sc qui s'associent à la goethite. Le niobium apparaît comme partout ailleurs enrichi de manière résiduelle, tandis que La est accumulé avec les terres rares lourdes dans les faciès les plus riches en kaolinite.

VI - DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Les trois systèmes cuirassés ont été différenciés selon la variété, la succession spatiale et l'évolution géochimique des faciès pétrographiques se relayant le long de leurs profils d'altération type.

Plus que la variété des roches mères qui sont toutes de nature basique, l'évolution géochimique des profils d'altération reflète plutôt les différences d'environnements morphopédologiques (BOCQUIER, 1971; BOULET, 1974; NAHON, 1976; BOULET et al., 1977; BOCQUIER et al., 1982). Néanmoins, les signatures des roches mères sont visibles, particulièrement dans les profils de haut-plateau et de versant boisé. Elles sont structurales, texturales et géochimiques.

Les processus de saprolitisation et de ferruginisation fonctionnent selon des modes différents, aggradation ou dégradation, dépendant des variations des paramètres physico-chimiques du pédoclimat (relief, végétation, porosité...) qui change d'un endroit à l'autre, ou des changements des facteurs climatiques (pluviosité, température, drainage...) au cours du temps. Dans le Haut-Mbomou, ces processus sont plus actifs sur les sites les plus élevés et les mieux drainés du paysage (amont des versants) que sur les

aires déprimées (bas-plateaux), qui sont engorgées une bonne partie de l'année.

A - DIFFERENCIATION DES SYSTEMES CUIRASSES SELON LES CONDITIONS DE LA SAPROLITISATION

Dans un premier stade de l'altération latéritique, le processus de saprolitisation opère selon deux modes, en fonction de la position topographique des profils considérés.

Dans les profils du versant boisé bien drainés, mais par ailleurs soumis à des processus de pédoturbation, la gibbsite remplace la kaolinite, qui s'est formée aux dépens des minéraux parentaux par altération pseudomorphique. Le développement de la gibbsite est corrélé à une augmentation de volume de l'horizon et au lessivage intense de la silice, les autres éléments n'étant pas touchés.

En revanche, les profils de bas-plateaux sont mal drainés, et sujets à des conditions hydromorphes, qui provoquent l'engorgement pendant la saison sèche de la base des profils à environ 7-8 m de profondeur, et la saturation de l'ensemble du profil à la saison pluvieuse, nous l'avons vérifié par la présence de mares permanentes. De ces conditions particulières procèdent d'intenses lessivages conduisant à l'illuviation de la kaolinite et de matériaux silteux à quartz et minéraux lourds dans les macropores connectés. Dans un tel cadre notre référence (Zr) dans le calcul du bilan se déplace beaucoup. Par ailleurs, le fer est sans cesse remobilisé, et se trouve lessivé dans la saprolite. On comprend alors que le calcul du bilan livre des résultats anormaux, interdisant toutes comparaisons avec un profil classique, où le référentiel reste constant tout au long du profil.

Dans les deux cas où la pédoturbation favorise la formation de gibbsite, et où l'hydromorphie entraîne des processus de déferrugínisation, les structures parentales sont oblitérées. Dans le premier cas, on enregistre une augmentation du volume dans la saprolite du versant boisé. Dans le second cas, il s'agit plutôt d'une réduction de volume qui procède du tassement des horizons de saprolite dans les profils de bas-plateau.

B - DIFFERENCIATION DES SYSTEMES CUIRASSES SELON LES CONDITIONS DE LA FERRUGINISATION

L'étape suivante de l'évolution des profils est la ferruginisation des matériaux argileux hérités des saprolites. Celle-ci opère selon le mode de l'aggradation hématitique ou goéthitique, en fonction de la situation topographique des profils et de leurs caractéristiques hydrodynamiques, et aussi selon le mode de la dégradation goéthitique.

Le premier cas concerne en premier lieu les profils du haut-plateau, du versant boisé et éventuellement le sommet des profils de bas-versant et bas-plateau. L'aggradation hématitique se développe dans des milieux relativement bien drainés, de porosité fine, riches en kaolinite héritée de la saprolite. Ce processus conduit finalement à la formation des cuirasses nodulaires, paranodulaires puis massives.

Dans le second cas, la goéthite s'accumule selon le mode de l'aggradation en milieu hydromorphe qui caractérise les faciès vermiformes largement développés dans les profils de bas-versant et de bas-plateau. Cependant, lorsque l'hydromorphie se fait moins sentir, l'hématite se développe dans les faciès nodulaires au sommet des profils. Les faciès vermiformes sont caractérisés par une macroporosité importante faite de vacuoles et tubules connectés les uns aux autres. On a montré qu'une partie du matériel argilosilteux à kaolinite, quartz et minéraux lourds (zircons) pouvait se déplacer vertica-

lement à travers cette porosité (translocation mécanique) et s'accumuler plus bas dans les macropores. La fiabilité des bilans de masse effectués sur ces profils s'en trouve par conséquent d'autant moins bonne. Cependant, il est intéressant de noter que ces accumulations de matériaux argilo-silteux provoquent des modifications des paramètres physico-chimiques du milieu, qui devient alors hydromorphe. Il s'en suit un ralentissement des vitesses d'altération des roches, qui se traduit par la conservation de nombreux micas de type phengite dans tous les horizons des profils de bas-plateaux. La kaolinite et les terres rares légères sont stables à la base des profils et s'opposent aux oxyhydroxydes de fer (goethite et hématite dans une moindre mesure) et aux éléments trace les moins mobiles (V, Cr, Cu, Sc et Nb) concentrés au sommet des profils. Localement, une amélioration des conditions de drainage induit la formation de gibbsite.

Néanmoins, c'est dans les cuirasses protopisolitiques et les horizons nodulaires sous-jacents des profils de bas-versant que se développe préférentiellement la gibbsite.

On a montré que les faciès d'aggradation hématitique étaient actuellement partout en voie de dégradation plus ou moins avancée, selon leur position topographique, et la couverture végétale des sites considérés dans le paysage (versant ou bas-plateaux).

La dégradation des cuirasses hématitiques est goethitique, et elle opère partout où la porosité augmente, où l'hydromorphie est présente et où la matière organique est abondante. Autrement dit, les cuirasses se dégradent dans les profils de versants et de bas-plateaux, dans les endroits humides et mal drainés et partout où se développe la forêt. Elle se traduit de manière modérée par le développement de cernes goethitiques autour des nodules hématitiques.

C - ROLE DES PROCESSUS D'EROSION

Les processus d'érosion jouent un rôle important dans la différenciation des profils d'altération. Ils sont plus actifs sur les versants et les bas-plateaux au voisinage des entailles du réseau hydrographique (GRANDIN, 1973), ce qui provoque à la longue, le rajeunissement des faciès cuirassés de surface et quelquefois l'affleurement de ceux qui se trouvaient en profondeur (TARDY et al., 1989 ; BOEGLIN, 1990). On peut voir là une explication possible aux similitudes de faciès pétrographique et géochimique entre les carapaces formées à la base des horizons nodulaires dans les profils du haut-plateau et les cuirasses nodulaires ou protopisolitiques développées à l'amont du versant, d'une part ; entre les carapaces ferrugineuses à faciès vermiforme du bas-versant et les cuirasses vermiformes affleurant sur le bas-plateau, d'autre part. Les processus d'érosion précèdent dans ce cas très précis les translocations mécaniques et les accumulations de matériaux argilo-silteux riches en quartz et minéraux lourds à travers les profils des bas-versants et des bas-plateaux où abondent les faciès vermiformes.

En revanche, les profils de haut-plateau et de versant boisé ont été moins érodés. Leur différenciation minéralogique et géochimique dépend plus des processus géochimiques de saprolitisation et de ferruginisation autochtones, en milieu bien drainé.

D - LES MINERAUX INDICATEURS DES PROCESSUS D'AGGRADATION ET DE DEGRADATION

Il apparaît clairement que l'évolution géochimique des profils du haut-plateau et du versant boisé est conditionnée par les équilibres minéralogiques, hématite - goethite et kaolinite - gibbsite. On sait que ces équilibres entre les minéraux dépendent de nombreux facteurs, parmi lesquels la température, la taille des pores, l'activité de l'eau

et de la silice en solution, les conditions de pH et d'oxydo-réduction, et les fugacités d'oxygène et de gaz carbonique (SCHWERTMANN, 1981 ; FITZPATRICK et SCHWERTMANN, 1982 ; KAMPF et SCHWERTMANN, 1983 ; SCHWERTMANN et MURAD, 1983 ; DIDIER et al., 1985 ; TARDY and NAHON, 1985 ; TROLARD et TARDY, 1987 ; TARDY et NOVIKOFF, 1988b ; TARDY et al., 1988c ; AMBROSI, 1990). Par ailleurs, on peut certainement ajouter à cette liste, le méthane produit par l'activité biologique, et particulièrement celle des termites très abondants dans le Haut-Mbomou.

Tous ces paramètres physico-chimiques caractérisent l'environnement pédobioclimatique de formation des minéraux, et par conséquent, d'une manière plus générale, le climat.

L'hématite et la kaolinite sont intimement associées dans les cuirasses paranodulaires ou massives des profils du haut-plateau résultant de processus d'aggradation, où la porosité du matériel est faible ($< 10 \mu\text{m}$) et l'activité de l'eau généralement inférieure à 1 dans la zone du creux hydrique (TARDY et al., 1988c). Cependant, cette association minéralogique cède progressivement le pas à l'assemblage goethite - gibbsite partout où se développe la porosité, où l'activité de l'eau s'accroît, et où les conditions d'oxydo-réduction fluctuent, sous l'effet de la matière organique, présente dans les profils du versant boisé.

Par ailleurs, les faciès vermiformes les plus riches en goethite apparaissent également les plus riches en kaolinite. Dans ce cas, il s'agit d'une kaolinite de petite taille ($< 1 \mu\text{m}$), illuviée dans les macropores des faciès vermiformes lors des processus de lessivages intenses sur les bas-plateaux, conduisant finalement à la péjoration du drainage et à l'instabilité de l'hématite devant la goethite.

E - LES RELATIONS ENTRE LES MINÉRAUX ET LES ÉLÉMENTS TRACE

D'un point de vue géochimique, les relations entre les minéraux secondaires et les éléments trace sont fonction de l'intensité des processus de saprolitisation et de ferruginisation, et des conditions physico-chimiques du milieu dans lequel ils évoluent.

Lors des processus de ferruginisation selon les modes de l'aggradation et de la dégradation, les éléments traces se fractionnent entre l'hématite et la goethite.

Les faciès les plus hématitiques (cuirasse massive ou paranodulaire) apparaissent comme les plus contraints par les phénomènes de tassement qui procèdent dans les profils de haut-plateau de la lixiviation de la majorité des éléments, exception faite du vanadium, du chrome et du niobium, alors que dans les profils de versant et de bas-plateau le cuivre et du scandium associés à la goethite secondaire abondante, se maintiennent, voire s'enrichissent.

Les alcalino-terreux et les terres rares se fractionnent aussi au cours des processus de latéritisation. Ba et Ce sont souvent associés aux oxyhydroxydes de manganèse, qui précipitent dans les horizons ferrugineux à faciès vermiforme soumis à des conditions moins oxydantes (conditions hydromorphes), alors que le strontium (Sr) et les terres rares lourdes (Yb et Lu) sont sévèrement lixiviées. En revanche, les terres rares légères (La et Eu) sont souvent reconcentrées à la base des profils très argileux en environnement hydromorphe.

Ti, Zr et Nb constituent les principaux éléments chimiques incorporés dans les minéraux lourds résiduels. Toutefois, l'ilménite s'altère partiellement partout.

F - LES ENSEIGNEMENTS APPORTES PAR LE CALCUL DU BILAN DE MASSE

Le calcul du bilan de masse montre que les enrichissements en fer les plus importants sont enregistrés dans les faciès cuirassés riches en goethite, tels que les horizons de carapace à la base des horizons nodulaires dans les profils de haut-plateau, ou les carapaces et cuirasses à faciès vermiforme des profils de versant et de bas-plateau. Par ailleurs, les terres rares légères (La, Ce et Eu) et le baryum s'accumulent au sein de phases minérales supergènes dans des environnements peu oxydants tels que ceux prévalant à la base des horizons nodulaires. L'existence de cette même association géochimique dans les cuirasses de versant boisé suggère que ces dernières dérivent de processus géochimiques comparables.

Le bilan de masse des profils de versant boisé, montre une relation étroite entre le processus de pédoturbation, l'augmentation de la porosité, le développement de gibbsite aux dépens de la sapolite kaolinitique et une augmentation de volume de l'horizon.

Par ailleurs, les bilans effectués sur les profils du versant et du bas-plateau où dominent des faciès vermiformes montrent l'importance des apports allochtones de nature argilo-silteuse riches en kaolinite accompagnée du quartz et des minéraux lourds (ilménite et zircon) lors de processus de translocation mécanique à travers les macropores connectés. Ces processus induisent des réductions de volume importantes dans des horizons riches en argiles, puisque les teneurs originelles en zirconium qui servaient de références sont modifiées par ces apports. Néanmoins, les conditions hydromorphes qui résultent des accumulations de kaolinite, et les processus de déferrugínisation qui en découlent sont spécifiques des faciès vermiformes. Sous l'effet de conditions probablement réductrices (d'autant plus fortes à la saison humide), le fer est remobilisé. Il peut migrer par des processus de translocation chimique ou reprécipiter lorsque les conditions redeviennent plus oxydantes (saison sèche) sous la forme de goethite. Les éléments de transition les moins mobiles Cu et Sc sont dans ce cas enrichis dans les faciès les plus goethitiques.

L'ensemble des faits relatés dans ce chapitre permet d'établir par conséquent des relations génétiques et chronologiques entre les différents systèmes cuirassés, et sont intéressants du point de vue de la dynamique actuelle et ancienne du paysage.

Au total, les cuirasses des haut-plateaux apparaissent comme les plus anciennes. Elles sont aujourd'hui en voie de dégradation et de démantèlement géochimique, plus ou moins avancé selon la densité du couvert végétal (nous y reviendrons au chapitre 6). Le fer remobilisé participe à la formation de nouvelles cuirasses plus bas dans les profils et à l'aval du paysage où sont enregistrés les accumulations ferrugineuses les plus fortes.

CHAPITRE. 5

LES AUTRES TOPOSEQUENCES

CHAPITRE. 5 - PETROGRAPHIE DES AUTRES TOPOSEQUENCES

Agencement des principaux faciès, extension et généralisation

I - INTRODUCTION

En complément de l'étude des deux toposéquences situées près du village de Guénékoumba (chap. 3 et 4), nous présentons dans ce chapitre les grands traits pétrographiques de deux autres toposéquences situées dans le même contexte géologique. L'une se trouve près du village de Bahr à 25 km à l'Est de Guénékoumba, et l'autre près du village de Finzani à 10 km au Nord de Zémio (fig. 84).

Après une description pétrographique détaillée des profils de ces deux toposéquences, on tentera en guise de conclusion, et avant d'aborder la distribution des faciès de cuirasse à l'échelle régionale (chap. 7), de proposer une séquence idéale en reliant les principaux faciès aux grands processus physico-chimiques responsables de leur développement : saprolitisation des roches, ferruginisation des produits d'altération, déferruginisation sous conditions hydromorphes dans les profils de bas-versants, ou hydratantes et réductrices dans les profils de forêt.

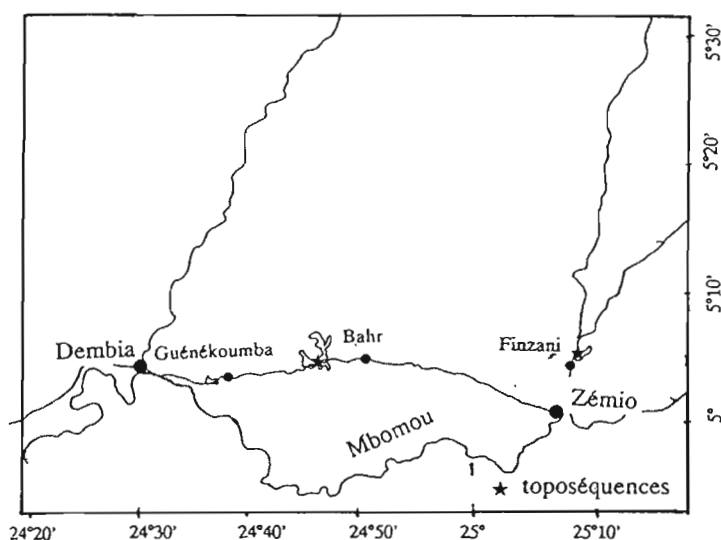


Figure. 84 - Situation géographique des deux toposéquences de Bahr et Finzani.

II - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DE LA TOPOSEQUENCE DE BAHR

Cette toposéquence est orientée N140. Elle recoupe, comme celle de Guénékoumba, un haut-plateau et un versant. Sept puits profonds ont été implantés, sans qu'aucun n'ait été foncé dans l'entaille (fig. 85). Par ailleurs, aucun de ces puits n'a permis de reconnaître les horizons de saprolite fine à structure de la roche mère conservée.

Le haut-plateau culmine à 685 m, et le bord de l'entaille à l'aval de la séquence est à 630 m. On retrouve par conséquent, la même dénivelée que pour la toposéquence de Guénékoumba, compte tenu d'une longueur équivalente (1000 à 1100 m) (fig. 85).

Le haut-plateau est séparé du versant par une auréole boisée d'une forêt semi-humide où la cuirasse se dégrade et se démantèle. La bordure du haut-plateau de même que la transition entre l'amont du versant boisé et sa partie aval sont escarpées (escarpement de puissance métrique). La surface du haut-plateau est plane ou légèrement convexe, alors que celle du versant est concave. Par ailleurs, le versant présente comme dans de nombreux endroits de la région, une morphologie en cirque ou en "fer à

cheval". Il est entaillé par un marigot qui s'écoule du nord vers le sud. Le rebord d'entaille est très escarpé (3 à 4 m), et la cuirasse se fragmente en blocs, ces derniers alimentant alors les chaos caractéristiques de ces entailles, que l'on retrouve partout ailleurs.

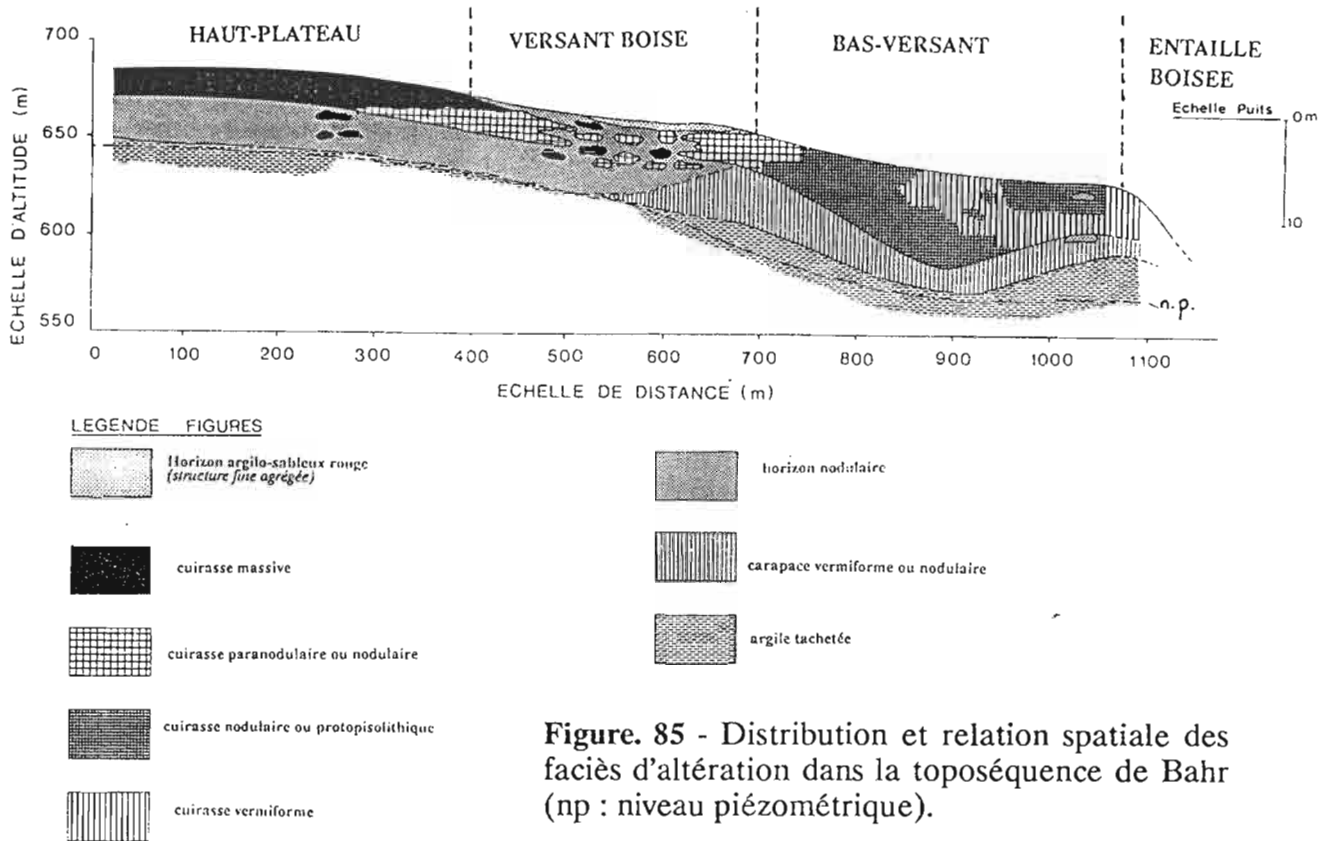


Figure. 85 - Distribution et relation spatiale des faciès d'altération dans la toposéquence de Bahr (np : niveau piézométrique).

A - DIFFERENCIATION DES GRANDS ENSEMBLES DE FACIES

L'analyse pétrographique *in situ* de 7 profils a permis de retrouver des mêmes faciès décrits précédemment dans la séquence de Guénékoumba. Cependant, ces faciès présentent un développement un peu différent, certains apparaissant plus ou moins bien développés que d'autres.

On distingue quoiqu'il en soit depuis l'aval de la séquence et la base des profils jusqu'au sommet et l'amont de la séquence 8 horizons d'altération (fig. 85) :

- un horizon d'argile tachetée à faciès vermiciforme ;
- un horizon de carapace à faciès vermiciforme à l'aval et nodulaire à l'amont ;
- un horizon de cuirasse vermiciforme ;
- un horizon nodulaire ;
- une cuirasse à faciès nodulaire ou protopisolithique ;
- une cuirasse à faciès paranodulaire à nodulaire ;
- une cuirasse à faciès massif ;
- un horizon argilo-sableux rouge à structure fine agrégée.

On peut également ajouter à cette liste, une mince couche (décimétrique) de gravillons ferrugineux ou de nodules qui se développe à la surface du haut-plateau, et un

recouvrement meuble discontinu à la surface du versant aval d'épaisseur également décimétrique.

En premier examen, la figure 85 montre d'emblée six différences avec la toposéquence de Guénékoumba.

(1) La saprolite n'a jamais pu être atteinte, puisque tous les puits sont interrompus dans l'argile tachetée partiellement immergée.

(2) L'horizon de cuirasse vermiforme est mieux développé et donc plus épais dans cette séquence que dans la précédente.

(3) La cuirasse apparaît plus dégradée dans l'auréole boisée à l'amont du versant.

(4) L'horizon nodulaire sous cuirasse, n'est présent que sous le haut-plateau et sous le versant boisé.

(5) Les cuirasses à faciès paranodulaire ou nodulaire et protopisolithique sont moins fréquents.

(6) La cuirasse à faciès massif est mieux conservée et donc mieux exprimée dans cette séquence.

On décrit successivement les faciès de la base au sommet des profils, lesquels sont considérés de l'aval à l'amont de la séquence.

B - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES PROFILS D'ALTERATION DU BAS-VERSANT

Deux profils sont décrits sur le bas-versant. De la base au sommet, on trouve une argile tachetée, surmontée d'une carapace vermiforme, puis une cuirasse nodulaire à protopisolithique, enfin au sommet, une cuirasse vermiforme ou une cuirasse nodulaire.

1 - L'argile tachetée

L'argile tachetée apparaît entre 9 m (profil amont) et 11 m (profil aval) sous la surface topographique. Elle est en partie immergée. Elle est constituée de taches bien circonscrites de couleur rouge sang à la périphérie, et violacée au coeur, associées à des taches ocre plus diffuses. L'ensemble est parcouru de macropores vacuolaires et tubulaires de grande taille (> 1 cm) remplis d'un matériau argileux blanc. Les taches rouges sont de taille centimétrique, elles peuvent être de forme allongée et orientées subhorizontalement. Par ailleurs, ces taches sont constituées d'un matériau argilo-sableux et apparaissent moyennement indurées.

Vers le sommet de l'horizon, leur taille décroît, les éléments violacés sont plus nombreux et apparaissent sous la forme de nodules. Les domaines rouges peu indurés sont en revanche moins nombreux. Les nodules violacés sont de taille centimétrique, de forme soit oblongue, soit subarrondie ou arrondie, et tous cernés d'une frange (< 1 mm) de couleur ocre brun.

Plus à l'amont dans la séquence, l'argile tachetée apparaît semblable. Néanmoins, à la base du profil on peut observer des réticules ocre-brun recoupant les domaines rouges. Par ailleurs, des éléments indurés de couleur brune et de taille centimétrique (> 1 cm) sont dispersés dans la matrice. Ce sont des fragments de roche ferruginisée. Les

remplissages argileux blancs dans les vides sont toujours séparés des taches rouges par un halo diffus de couleur ocre. Les macropores sont bordés d'un liséré brun.

Au sommet de l'horizon, on passe à une carapace vermiforme sur 1 mètre.

2 - La carapace vermiforme

L'épaisseur de la carapace vermiforme varie de 2 m dans le profil de la mi-versant à 5 m dans celui de l'amont (fig. 85).

Elle est constituée de nodules violacés indurés, découpés par une trame ocre-brune. Les macropores sont de taille centimétrique (souvent > 1 cm), et remplis d'un matériau argileux ocre-blanchâtre. Les nodules sont dispersés dans une matrice bariolée de couleur ocre et brun-rougeâtre. Latéralement, il peut se différencier soit une cuirasse rouge violacé à nodules hématitiques cimentés dans une matrice rouge découpée par des vides bordés d'une trame brune, soit un horizon nodulaire meuble (fig. 85). Vers 8 m, on passe d'ailleurs latéralement vers l'aval à une cuirasse nodulaire ou paranodulaire et vers l'amont à un horizon nodulaire meuble (fig. 85).

Dans le profil plus amont, la base de l'horizon de carapace vermiforme est marquée par un joint de circulation oblique, et rempli d'un matériau argileux brun-rougeâtre, à texture collante. Ce matériau contient des nodules indurés qui apparaissent comme des fragments de cuirasse, de taille centimétrique (certains > 1 cm). Dans la partie médiane de l'horizon, les domaines nodulaires violacés sont bien développés. L'horizon apparaît par conséquent plus induré. Les nodules sont dispersés dans un matériau argileux de couleur ocre-blanchâtre. Vers le sommet de l'horizon, la matrice argilo-ferrugineuse internodulaire apparaît décolorée, délavée de couleur orangé. Les nodules violacés sont nombreux, de forme subarrondie ou arrondie et de taille supérieure au centimètre. Dans les derniers décimètres de l'horizon, les nodules sont plus grossiers et se détachent facilement de la matrice brun-rougeâtre réticulée d'une trame ocre. L'horizon apparaît de ce fait comme un horizon nodulaire meuble sous cuirasse. D'ailleurs, on passe à la cuirasse ferrugineuse vers 4 m (fig. 85).

3 - La cuirasse nodulaire ou protopisolithique

Dans le profil de la mi-versant, la cuirasse nodulaire ou protopisolithique a une épaisseur d'environ 5 m contre 1,50 m dans le profil de l'amont.

A la mi-versant, elle apparaît très colorée. Elle conserve, les caractères pétrographiques principaux de la carapace vermiforme sous-jacente. Les nodules sont mieux circonscrits, de forme subarrondie ou arrondie, de couleur violacé (riches en hématite!), cimentés dans une matrice indurée de couleur rouge. Les pores tubulaires et vacuolaires sont encore nombreux, de taille centimétrique, et comblés par un matériau argileux ocre. Une trame brune goethitique parcourt cet assemblage. Vers le milieu, l'horizon est recoupé d'un joint de circulation rempli d'un matériau argileux brun-rouge emballant des fragments de cuirasse de taille centimétrique. Vers le sommet de l'horizon, on trouve des domaines plus gros (décimétriques) de couleur violacée, avec des épontes de couleur ocre-brune, la trame brune étant bien développée. La cuirasse est constituée finalement de nodules violacés et bruns, très indurés, cimentés dans une matrice ocre, parcourue par une macroporosité bien développée. Au contact avec l'horizon de cuirasse vermiforme sus-jacent, les nodules violacés hématitiques sont découpés par une trame réticulée brune goethitique.

Plus à l'amont, la cuirasse se présente sous un faciès nodulaire ou paranodulaire.

4 - La cuirasse nodulaire à paranodulaire

La cuirasse nodulaire à paranodulaire se développe sur une épaisseur de 2,50 m dans le profil à l'amont du bas-versant. Elle est séparée de la cuirasse sous-jacente par un joint de circulation de taille millimétrique, qui est ferruginisé et rempli partiellement par une trame brune goethitique. Elle est constituée de nodules violacés, cimentés dans une matrice indurée rouge, recoupée de vides remplis d'un matériau argileux ocre. De nombreux joints de circulation affectent la partie inférieure de la cuirasse, au contact desquels elle se fragmente. La porosité vacuolaire et tubulaire est bien développée.

Dans la moitié supérieure, les nodules sont plus gros (plusieurs cm), conférant à cette cuirasse un aspect plus massif. Les nodules sont de nature lithomorphe. Dans le dernier mètre, nombreux sont ceux qui présentent une frange périnodulaire de couleur brune goethitique. Par ailleurs, dans les cinquantes derniers centimètres, une trame brune recoupe tous les assemblages. Elle marque ainsi la transition avec l'horizon de surface représenté par le recouvrement meuble de 10 cm d'épaisseur. Cette trame résulte de circulation d'eau ferrugineuse à l'interface sol-cuirasse (fig. 86).

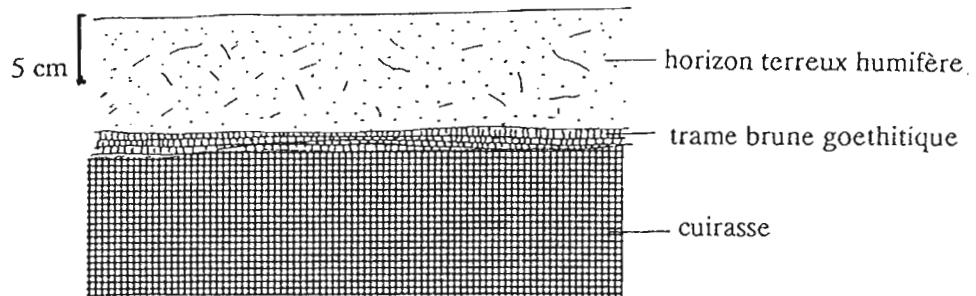


Figure. 86 - Développement de trames brunes goethitiques à l'interface cuirasse - horizon humifère au sommet d'un profil d'altération cuirassé de la toposéquence de Bahr.

5 - La cuirasse vermiforme

La cuirasse vermiforme se développe sur une épaisseur d'environ 2,50 m dans le profil de la mi-versant. Elle se différencie des faciès équivalents décrits auparavant dans les profils de bas-plateaux, par une plus grande richesse en nodules violacés. Néanmoins, ces éléments indurés hématitiques sont cimentés dans une matrice de couleur ocre-jaune à kaolinite et goethite. Cette matrice est recoupée par de nombreux vides de taille centimétrique, remplis d'argile blanche à ocre. Une trame brune goethitique recoupe l'ensemble ainsi décrit, et se développe également entre les joints de circulation. Localement, cette cuirasse vermiforme englobe des domaines violacés de taille décimétrique qui apparaissent comme des témoins de cuirasse à faciès massif hématitique, du même type que celle qui se développe sur les haut-plateaux.

C - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES PROFILS DE VERSANT BOISE

Deux profils d'altération ont été décrits sur le versant boisé. L'un est situé sur l'escarpement au pied du haut-plateau, l'autre au milieu de l'aire boisée (fig. 85).

L'étude descriptive détaillée de ces deux profils a permis de distinguer de la base au sommet un horizon d'argile tachetée, surmonté d'une carapace nodulaire peu développée, puis d'un horizon nodulaire meuble très épais, qui est essentiel dans le profil de la mi-versant ; plus à l'amont, une cuirasse paranodulaire ou massive recouverte par un horizon nodulaire de surface termine le profil, tandis que plus à l'aval on trouve

un horizon terminal argilo-sableux rouge.

L'horizon d'argile tachetée est immergé. On commence par conséquent la description par l'horizon de carapace nodulaire.

1 - La carapace nodulaire

La carapace nodulaire est épaisse d'environ 1 m. Elle est constituée de nodules qui sont soit moyennement indurés de couleur rouge foncé soit plus indurés et violacés. Ils sont emballés dans une matrice rouge réticulée par une trame ocre, et recoupée par des alvéoles et vacuoles remplies d'argile de couleur ocre-brun.

Localement, cet horizon peut-être plus induré. Il est alors constitué de domaines cohérents cuirassés. La cuirasse est nodulaire, composée de nodules bruns indurés. La matrice est aussi plus indurée. Au sommet de l'horizon, la porosité est bien développée, les nodules rouge foncé peuvent être cernés d'une frange brune goethitique indurée.

Le passage à l'horizon nodulaire se fait sur 0,5 m.

2 - L'horizon nodulaire

L'épaisseur de l'horizon nodulaire varie de 3,5 m dans le puits le plus amont à 6 m dans le puits situé au milieu du versant boisé.

La transition entre la carapace et l'horizon nodulaire est marquée par un ameublissement de la matrice, et par une augmentation de la porosité, conséquence de l'activité biologique. Elle est remplie par ailleurs d'agrégats terreux bien structurés de couleur ocre.

L'horizon est constitué d'une matrice rouge englobant des nodules indurés rouge-violacé. Cette matrice est recoupée par une trame brune. De leur côté, les nodules sont cernés d'une frange brune.

A la mi-profil, les signatures pétrographiques de l'activité biologique sont nombreuses. Il s'agit de macropores connectés de plusieurs centimètres de large, remplis par un matériau de structure différente de celle de l'encaissant. Un peu plus haut dans l'horizon, on trouve des blocs de cuirasse ferrugineuse à faciès massif.

Dans la partie supérieure, l'horizon montre des domaines moins cohérents, et moins riches en nodules, mais à texture terreuse. La matrice est argilo-sableuse et bien aérée. Encore un peu plus haut, on retrouve des blocs de cuirasse très indurée, de taille décimétrique qui présentent généralement un faciès massif. Néanmoins, il peut y avoir également des blocs de cuirasse nodulaire à nodules cernés d'une trame brune et à porosité alvéolaire bien développée.

Tout au sommet, on passe à un horizon pédologique de couleur brun-rouge à activité biologique bien développée et à structure grumeleuse bien aérée, parcouru d'un tissu racinaire bien développé.

A la base de l'horizon dans le profil plus amont, les nodules sont de taille centimétrique, de forme polyédrique subarrondie ou arrondie, de couleur violacé à noire. Certains sont mouchetés de domaines de taille millimétrique de couleur ocre. Ces nodules sont emballés dans une matrice argilo-sableuse rouge, bien aérée et recoupée d'un chevelu racinaire bien développé.

Plus haut, l'horizon apparaît plus induré, les nodules étant plus gros et plus durs. Ils sont aussi plus jointifs et constituent des domaines ressemblant à des fragments de cuirasse.

Les nodules les plus nombreux sont ceux qui présentent une forme allongée, leur donnant un aspect de petites plaquettes de taille centimétrique ($1 < l < 2$ cm). Ils présentent par ailleurs la structure finement schisteuse héritée de la roche mère, ce sont donc des nodules lithomorphes tels qu'ils ont été décrits dans les chapitres précédents.

Localement, on distingue des concrétions manganésifères au voisinage de canalicules de diamètre millimétrique (< 1 cm) remplis d'argile de couleur ocre-blanchâtre.

L'horizon s'achève par une zone affectée de nombreux joints de circulation, juste sous la cuirasse. Il apparaît alors plus hétérogène parce qu'il est constitué d'éléments de toute taille.

3 - La cuirasse nodulaire à paranodulaire

L'horizon de cuirasse se développe sur une épaisseur d'environ 3 m dans le profil le plus amont.

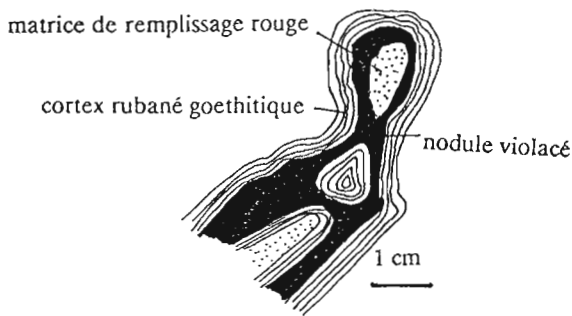


Figure. 87 - Développement centripète d'un cortex rubané brun à goéthite aux dépens des domaines nodulaires hématitiques.

Il s'agit d'une cuirasse nodulaire à nodules violacés et ocre-brun, cimentés dans une matrice ferrugineuse rouge, recoupée par des alvéoles remplies d'argile ocre. Quelques quartz sont dispersés dans la matrice. La cuirasse est recoupée d'une trame brune. Dans sa partie supérieure, elle apparaît plus massive, mais la trame brune est toujours extrêmement bien développée sous forme de cortex autour des domaines nodulaires violacés hématitiques (fig. 87). Par ailleurs, un matériau s'accumule dans les vides de dissolution des domaines nodulaires hématitiques.

Les derniers centimètres de l'horizon sont occupés par un horizon nodulaire de 20 cm d'épaisseur. La limite avec la cuirasse est ondulée.

D - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES PROFILS DU HAUT-PLATEAU

Deux profils ont été décrits sur le haut-plateau. Tous deux sont constitués de la base au sommet par un horizon d'argile tachetée immergée, surmonté d'un horizon nodulaire meuble, et pour finir, par une cuirasse massive ou paranodulaire.

1 - L'horizon nodulaire

L'horizon nodulaire se développe sur 4 à 4,5 m sous la couverture cuirassée du haut-plateau.

Il est constitué de nodules ferrugineux de taille centimétrique qui présentent, soit une forme polyédrique avec des arêtes émoussées, soit une forme allongée (# petites plaquettes). A la cassure, ils sont rouge foncé (polyédriques) ou violacés (allongés), certains pouvant être bruns. Les nodules de forme allongée et de couleur violacée exhibent une structure finement schisteuse, ce sont des nodules lithomorphes, tandis que les nodules polyédriques n'ont pas cette structure, ce sont plutôt des nodules argilomorphes. Quoiqu'il en soit, dans leur majorité, ils sont tous cernés d'une frange ocre-brun. Ils sont englobés dans une matrice argileuse rouge. Certains nodules violacés sont mouchetés de points brillants (gibbsite !), d'autres, de punctuations de taille millimétrique ocre-jaune.

La matrice qui les englobe présente une porosité fine (millimétrique). La proportion nodules - matrice est estimée à l'oeil à 70 - 30 %.

Associées aux nodules, mais plus rares, on peut trouver des concrétions manganésifères.

Par ailleurs, à sa base, l'horizon peut présenter des domaines plus indurés où la matrice meuble est moins argileuse, mais plus ferrugineuse et moyennement indurée.

Vers le sommet de l'horizon, le passage à la cuirasse se fait sur environ 0,5 m.

2 - La cuirasse massive ou paranodulaire

L'épaisseur de cette cuirasse varie de 3,5 à 4 m.

A sa base, elle n'est pas encore très indurée. Il s'agit d'une cuirasse paranodulaire. La plupart des nodules sont violacés. Quelques uns présentent néanmoins des mouchetures de nature argilo-ferrugineuse et de couleur ocre-brun, d'autres des ségrégations grises ou noires à éclat métallique. La porosité internodulaire est de forme tubulaire. Ces trames brunes et des domaines ocre se développent dans les nodules et dans la matrice internodulaire. Certains nodules apparaissent plus hétérogènes, ils présentent une porosité fine (1 mm) et des mouchetures noires, grises ou blanchâtres. D'autres nodules sont cernés d'une frange brune.

Au total, les trames brunes découpent les faciès massifs, en gros nodules, puis en nodules plus petits et ainsi de suite jusqu'à envahir complètement les domaines violacés. Les grands domaines massifs de couleur gris-violacé à aspect cendreuse sont englobés au sein d'une cuirasse paranodulaire où se développent des trames brunes qui fragmentent les assemblages "nodules violacés - matrice internodulaire rouge".

Dans les derniers décimètres, la porosité tubulaire, de taille centimétrique est bien développée, et des cutanes de goethite bordent les parois des pores.

E - CONCLUSIONS

L'étude pétrographique de la toposéquence de Bahr a permis de retrouver tous les faciès reconnus et décrits auparavant dans la toposéquence de Guénékoumba. Néanmoins, l'examen de ces faciès d'altération met en évidence des faits nouveaux et des relations nouvelles entre ces faciès.

Les profils du bas-versant apparaissent plus épais que leurs équivalents de la toposéquence de Guénékoumba. Dans tous les cas, le niveau piézométrique est plus bas, ce qui confine l'hydromorphie à la base extrême des profils.

Ainsi, dès l'horizon d'argile tachetée dans les profils du bas-versant, des domaines nodulaires ou paranodulaires violacés à hématite s'individualisent. Dans la carapace, leur nombre augmente, et plus on progresse dans le profil, mieux ils sont circonscrits.

Les faciès vermiformes se développent mieux que dans la séquence précédente, selon des processus d'aggradation du fer sous forme de goethite puis d'hématite. Finalement, la filiation est continue d'un bout à l'autre des profils, et les faciès vermiformes peuvent conduire à des faciès nodulaires ou paranodulaires.

Néanmoins, comme partout ailleurs, les conditions hydratantes aidant, des trames brunes secondaires de goethite recoupent tous les assemblages à chaque stade d'évolution des profils. Ces transformations structurales et minéralogiques apparaissent comme les véritables signatures des processus de dégradation sous des conditions pédo-climatiques humides.

La conservation de domaines de cuirasse violacée à faciès massif riche en hématite

dans les faciès vermiforme ou nodulaire du bas-versant, témoigne de deux types de cuirassement : le premier est ancien et favorable au développement de cuirasse massive à hématite selon des processus d'aggradation ; l'autre est plus jeune, et il favorise plutôt le développement des domaines secondaires à goethite au contact de macropores, et aux dépens des domaines hématitiques des cuirasses plus anciennes selon des processus de dégradation.

Plus à l'amont, dans le versant boisé, les figures de dégradation sont très marquées. La cuirasse est entièrement dégradée et démantelée sous l'effet de l'humidité et de la forêt. Cependant, à l'aplomb des profils démantelés, on montre qu'il se reforme une carapace nodulaire, voire une cuirasse nodulaire à protopisolithique, constituée de nodules cernés d'une frange brune goethitique.

De même, dans les profils situés sur le haut-plateau, les nodules de l'horizon nodulaire présentent également des cernes et cortex périnodulaires à goethite. Ces traits pédologiques sont la marque des processus de dégradation, qui, on le voit agissent à tous les niveaux de la séquence et du profil d'altération. Par ailleurs, l'individualisation de concrétions manganésifères au coeur de l'horizon nodulaire sous cuirasse indique des changements de condition oxydo-réductrice, et constituent une signature supplémentaire de la dégradation sous l'effet des variations des paramètres physico-chimiques de l'environnement.

Les cuirasses massives sont mieux conservées sur le haut-plateau que sur le versant. Néanmoins, les profils du haut-plateau montrent eux aussi des figurés de dégradation de ces faciès, par le développement important des trames brunes goethitiques recoupant tous les assemblages, et conduisant progressivement au développement de faciès nodulaire ou protopisolithique plus riches en goethite.

Cette séquence de profils montre très clairement la filiation pétrographique à l'échelle des profils entre l'argile tachetée, les carapaces et cuirasses à faciès vermiforme, les cuirasses à faciès nodulaire, puis paranodulaire et enfin massif. Il s'agit là d'une séquence évolutive des faciès selon des processus d'aggradation, en milieu plus oxydant que dans la séquence de Guénékoumba (chap. 3 et 4).

A posteriori, des changements de l'environnement bio-géochimique conduisent à ce que chacun des faciès évolue vers des formes dégradées. Il se développe alors des faciès protopisolithiques. Les cuirasses, tous faciès confondus, se dégradent et se démantèlent dans la forêt. Une partie du stock de fer remobilisé alimente alors la base des profils et les faciès vermiformes du versant qui constituent des structures d'accueil privilégiées du fer. Celui-ci précipite dans ce cas sous forme de goethite qui constitue aussi la trame secondaire des faciès protopisolithiques.

Deux mécanismes interviennent lors de la dégradation selon qu'elle est modérée ou intense.

La dégradation modérée provoque (1) des transformations minéralogiques in situ sous l'effet de l'hydratation (régulée par la taille des pores et l'activité de l'eau), et (2) des transferts à courte distance du fer. **Dans ce cas, l'accumulation du fer sous forme de goethite est relative.**

En revanche, lors des processus de dégradation plus sévère, comme ceux qui opèrent sous forêt, en atmosphère à la fois hydratante et réductrice (effet de la matière organique), la dégradation quasi-complète des cuirasses induit des transferts de fer sur de plus grandes distances, à l'échelle du profil ou du demi-interfluve. **Dans ce cas là, l'accumulation du fer sous forme de goethite est absolue.** La dégradation des cuirasses est d'autant plus intense que leur partie basale est affectée par de nombreux joints de

circulation (diaclasses), entre lesquels se développent des horizons nodulaires composés d'une matrice argilo-sableuse emballant des fragements de cuirasses dégradées et des nodules ferrugineux à cernes.

III - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DE LA TOPOSEQUENCE DE FINZANI

La deuxième toposéquence étudiée dans ce chapitre se situe sur la bordure Est du craton cuirassé du Haut-Mbomou, près du village de Finzani à 10 km au nord de Zémio (fig. 84).

Les plateaux cuirassés de la région sont orientés selon les grandes directions structurales N140 et N50. Les roches mères sont supposées être des schistes épimétamorphiques à gneiss intercalés (MESTRAUD, 1982).

La séquence étudiée comporte 10 puits dont la profondeur est comprise entre 6 et 17 m selon les profils. Elle est orientée N50, et recoupe là aussi un haut-plateau et un versant, dont on distingue une partie amont boisée d'une savane et une partie aval dénudée.

La dénivelée entre le haut-plateau et l'entaille où a été implanté le dernier puits est d'environ 85 m pour une longueur de 1700 m (soit une pente moyenne de 2 %).

Cette fois encore, le premier examen de la figure 88, permet de dégager les traits morphologiques et pétrographiques nouveaux par rapport aux autres toposéquences.

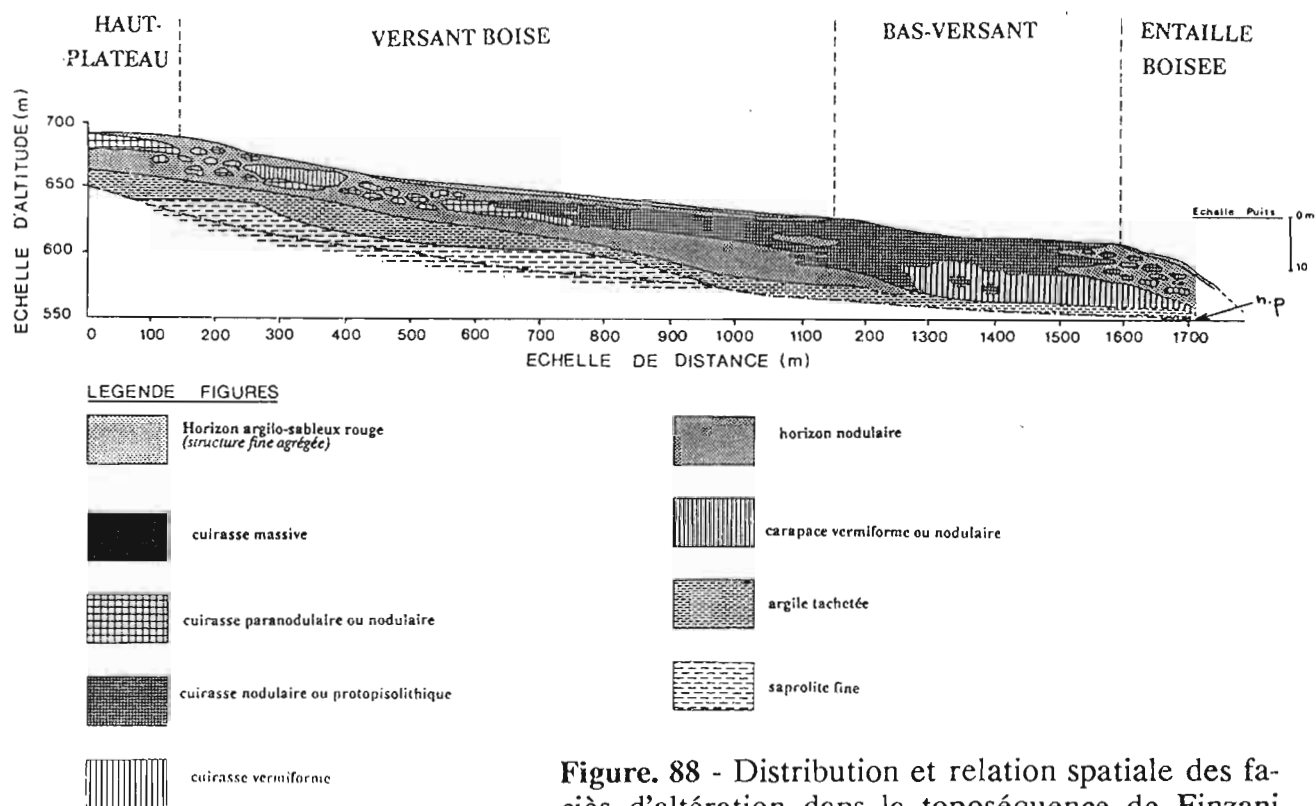


Figure. 88 - Distribution et relation spatiale des faciès d'altération dans la toposéquence de Finzani (np : niveau piézométrique).

(1) Le haut-plateau est de forme concave et ne présente pas de faciès massif, mais plutôt un faciès nodulaire à paranodulaire.

(2) L'amont du versant n'est pas boisé d'une forêt semi-humide de type "baco", mais d'une savane semi-humide. A lui seul, il présente une longueur égale à celle des autres toposéquences, soit environ 1000 m. Des surfaces planes, concaves et légèrement bombées alternent le long de ce versant.

(3) La cuirasse est dégradée à l'amont de ce versant boisé et semble se reformer à l'aval.

(4) Tout le long du versant boisé, se développe une couverture de sols ferrallitiques rouges d'1 à 2 m d'épaisseur.

(5) Un horizon de saprolite fine apparaît entre 9 et 12 m sur les 2/3 de la longueur totale de ce versant boisé.

(6) A l'aval, comme dans la séquence précédente et dans les profils du bas-plateau étudiés auparavant, les faciès vermiformes sont très bien développés. La surface du bas-versant est essentiellement concave.

(7) Cette fois encore, l'horizon nodulaire n'apparaît que sous les cuirasses du haut-plateau et du versant boisé.

On décrit les profils de la base au sommet et depuis l'aval vers l'amont de la séquence.

A - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES PROFILS DU BAS-VERSANT

Deux profils ont été étudiés sur le bas-versant, qui représente 1/4 de la longueur totale de la toposéquence.

De la base au sommet, les profils sont composés d'un horizon d'argile tachetée, surmonté d'une cuirasse vermiforme, puis d'une cuirasse nodulaire ou protopisolithique. L'un de ces deux profils est interrompu dans la cuirasse vermiforme dont la base plus argileuse est immergée.

1 - L'argile tachetée

Cet horizon est décrit sommairement sur les tas de déblais, sa plus grande partie étant immergée et éboulée dans le fonds des puits.

L'argile tachetée est constituée d'un matériau argileux jaune-ocre à blanchâtre, qui apparaît décoloré et présente une structure compacte et une texture fine. Cet horizon présente les mêmes caractères pétrographiques que les horizons équivalents des profils de bas-plateau déjà décrits lors de l'étude de la toposéquence de Guénékoumba (chap. 3).

2 - La cuirasse vermiforme

La cuirasse vermiforme se développe en moyenne sur 5 m d'épaisseur.

A la base de l'horizon, elle est constituée de domaines nodulaires violacés cernés et cimentés les uns aux autres par une trame brune. Par ailleurs, elle peut être parcourue par des canalicules, de section oblongue, remplis d'argile ocre-blanchâtre. La porosité vacuolaire et tubulaire y est bien développée et souvent vide. Seuls des cutanes de

goethite se développent sur leurs bords. Cependant, certains sont remplis par un matériau argileux ocre-blanc ou brun-rouge.

Les nodules sont de forme polyédrique et emballés dans une matrice ocre-orangé. Les trames brunes sont épaisses et délimitent également des domaines indurés, en forme d'amande et de couleur ocre-brun.

Plus haut, l'horizon est recoupé de joints de circulation obliques et verticaux, entre lesquels s'accumulent des matériaux argileux rouge-orangé ou ocre, dans lesquels s'individualisent des domaines concrétionnés manganésifères. Les concentrations de manganèse peuvent représenter jusqu'à 40 % du volume de l'horizon. En revanche, le nombre de nodules rouge foncé diminue, de la densité des trames brunes est moins forte, et au total l'horizon s'ameublit. Localement, la densité des joints de circulation provoquent la fragmentation de la cuirasse. Entre ces joints, s'accumule un matériau argileux rouge emballant les fragments de la cuirasse. Autour de certaines concentrations manganésifères se développent des cernes bruns goethitiques.

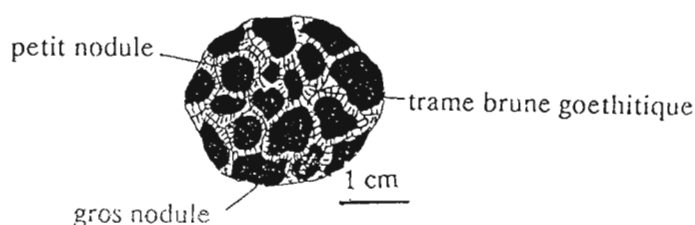


Figure. 89 - Transformation des nodules hématitiques sous l'effet de l'hydratation et développement de trames brunes goethitiques.

Le sommet de l'horizon présente les mêmes caractères pétrographiques que la base. On retrouve ainsi une cuirasse vermiforme constituée de nodules rouges subarrondis ou arrondis, qui sont cernés d'un liséré ocre-brun, de même nature que la trame qui recoupe à l'emporte pièce toutes les structures, en allant même jusqu'à fragmenter les nodules en nodules plus petits (fig. 89).

Au sommet de l'horizon, le passage à la cuirasse protopisolithique se fait sur 0,35 m.

3 - La cuirasse protopisolithique

La cuirasse protopisolithique se développe sur environ 6 m.

Elle est plus indurée que la cuirasse vermiforme, plus massive, et constituée de nodules cimentés dans une matrice indurée ocre-rouge à rouge, recoupée d'une trame brune.

La présence de joints de circulation altère sa cohésion. Entre ces joints, se développent des horizons nodulaires meubles (fig. 88). Les nodules sont de forme polyédrique ou allongée, et ils gardent leur orientation originelle. Ils sont emballés dans une matrice meuble argileuse rouge. La plupart de ces nodules présente un cerne brun périnodulaire. L'activité biologique est active dans ces horizons nodulaires. Les nodules sont associés par ailleurs à des fragments de cuirasse de toutes tailles.

Dans le dernier mètre de cuirasse, on distingue quelques quartz dispersés dans la matrice internodulaire rouge, dans laquelle s'individualisent des mouchetures ocre. Des alvéoles recoupent la matrice et sont remplies d'un matériau argileux à toucher soyeux et de couleur ocre. Les nodules sont ourlés d'une frange brune. Le faciès est dans ce cas protopisolithique.

B - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES PROFILS DU VERSANT BOISE

Six profils ont été décrits sur le versant boisé. Trois situés dans la partie cuirassée à l'aval et trois dans la partie où la cuirasse se démantèle à l'amont.

Dans les profils, six horizons se succèdent de la base au sommet : une saprolite fine, une argile tachetée, un horizon nodulaire, une cuirasse ferrugineuse ensevelie sur 1 à 2 m de sol ferrallitique rouge, et à l'amont un horizon de démantèlement de la cuirasse.

1 - La saprolite fine

La saprolite fine apparaît à environ 10 m de profondeur. Elle présente partout la structure et éventuellement les textures de la roche mère qui est un schiste dans lequel sont incluses des boules de granite.

Elle apparaît très colorée parce que constituée de domaines de couleurs variées et chatoyantes (ocre, brun, vert, rouge, orangé ou violacé...). Elle est foliée et englobe des volumes de taille décimétrique (> 10 cm) en forme "d'oeuf d'autruche" de couleur blanche constitués de kaolinite et quartz, qui apparaissent comme des boules de granite altéré incluses dans un schiste (fig. 90). Parmi les domaines colorés on distingue donc nettement :

- des domaines violacés très argileux à texture microgrenue et à structure fine schisteuse, mouchetés de petites taches blanches de taille millimétrique ;
- des domaines ocre-verdâtre à texture microgrenue ;
- des domaines blancs argilo-sableux qui correspondent au granite altéré ;
- des domaines rouges, grenus, avec des quartz dispersés et parsemés de mouchetures ocre de taille millimétrique.

Les limites entre chacun de ces domaines sont nettes. D'autres domaines de couleur vert-bouteille peuvent apparaître au sein des domaines ocre-verdâtre. Ils sont mouchetés de blanc et très argileux.

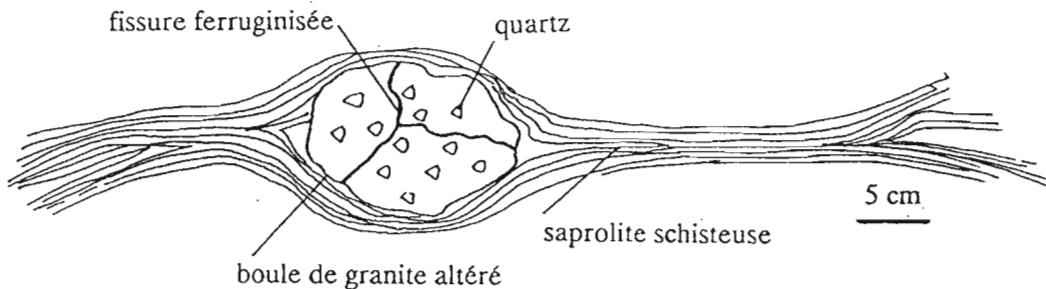


Figure. 90 - Relation entre les "boules" de granite altérées et la saprolite à structure schisteuse dans un profil de la séquence de Finzani.

L'encaissant schisteux des boules de granite altéré se débite selon les plans de foliation. Aux épontes des boules de granite, il se développe une frange d'1 à 2 mm d'épaisseur de couleur ocre qui les sépare de cet encaissant.

Les lits de couleur verte plus ou moins foncée correspondent sans doute à l'altération des minéraux ferro-magnésiens.

Localement, on observe des domaines lenticulaires de taille décimétrique très argileux, et de couleur rouge foncé, dans lesquels sont dispersés des quartz.

Vers le sommet de l'horizon, les boules de granite altéré sont recoupées de fissures et craquelures, remplies d'un matériau argilo-ferrugineux ocre-orangé. Par ailleurs, les

domaines violacés et rouges deviennent majoritaires par rapport aux autres. Néanmoins, les domaines argileux blancs subsistent.

On passe ainsi à l'horizon d'argile tachetée.

2 - L'horizon d'argile tachetée

L'horizon d'argile tachetée est mieux développé à l'amont du versant boisé (3 à 4 m) qu'à l'aval (1,5 à 2,5 m).

Il est constitué de taches rouges bien circonscrites qui sont associées à des taches blanches à ocre. Les limites entre les deux domaines sont localement assez irrégulières, en "golfs et saillants".

A la base des horizons des profils de l'amont, la saprolite apparaît encore sous la forme de domaines relictuels. Localement, des concrétions manganésifères peuvent s'individualiser. Elles sont généralement bordées d'un liséré de 1 à 2 mm d'épaisseur ferrugineux de couleur rouge. De même, autour de certaines taches violacées, il se différencie quelquefois un halo ocre.

Un peu plus haut, le cœur des taches rouges peut s'indurer. Par ailleurs, les domaines relictuels de saprolite sont moins fréquents.

Vers le sommet de l'horizon, la nodulation s'affirme. Les nodules sont violacés, la ferruginisation s'intensifiant peu à peu. Ces nodules sont soit de forme polyédrique, soit de forme allongée. Ces derniers montrent une structure fine et schisteuse, héritée de la roche, ce sont des nodules lithomorphes. Les autres sont arrondis. Tous sont emballés dans une matrice argilo-ferrugineuse rouge orangé. Beaucoup sont cernés d'une frange ocre brune.

Le passage à l'horizon nodulaire se fait sur 0,1 à 0,2 m.

3 - L'horizon nodulaire

L'horizon nodulaire se développe entre 3 et 5 m dans la partie aval du versant boisé, et entre 1 et 4 m dans la partie amont, où sa limite supérieure n'est pas toujours très nette, parce que l'horizon a tendance à se confondre avec celui de cuirasse démantelée.

Il est constitué, à l'aval comme à l'amont, de nodules de forme polyédrique aux arêtes émoussées, ou de forme allongée comme des plaquettes. Ils sont de taille centimétrique et de couleur rouge foncé (polyédriques) ou violacée (allongés). Les nodules allongés sont orientés subhorizontalement, et ils exhibent clairement la structure schisteuse héritée de la roche mère. Ce sont par conséquent des nodules lithomorphes, les autres étant plutôt des nodules argilomorphes. Tous sont emballés dans une matrice à porosité fine et à structure polyédrique dans laquelle des quartz de taille millimétrique (< 1 cm) sont dispersés. Cette matrice est argileuse, de couleur brun rouge, et parfois tachetée de domaines de taille millimétrique et de couleur ocre.

Dans la partie médiane de l'horizon des profils de l'aval, se différencient des domaines où les nodules sont moins nombreux, plus petits (< 1 cm), de forme arrondie, plus durs, de couleur rouge et bordés d'un cerne périnodulaire brun. D'une manière générale, ils se présentent ici sous des tailles variées, et peuvent être aussi localement concentrés dans des domaines de forme lenticulaire (fig. 91), isolés dans l'horizon. Parmi les nodules les plus indurés, certains peuvent être bruns (riches en goëthite!). Au sein de la matrice meuble peuvent se différencier également des nodules moins indurés

(mous) de type lithomorphe (fig. 91). Vers le sommet de l'horizon, l'activité biologique (chevelu racinaire...) s'accroît. Des canalicules remplis d'un matériau argileux ocre peuvent recouper la matrice internodulaire.

Localement, l'horizon apparaît plus cohérent et on passe dans ce cas à une véritable carapace à faciès nodulaire qui joue ici le rôle d'horizon de transition entre l'horizon nodulaire et la cuirasse ferrugineuse sus-jacente.

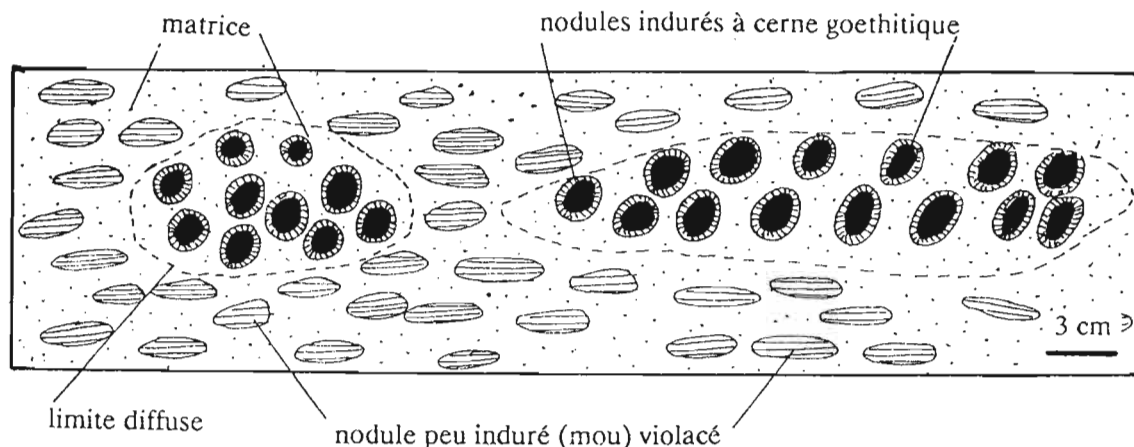


Figure. 91 - Coexistence de nodules à cernes goethitiques et de nodules sans cernes dans l'horizon nodulaire d'un profil du versant boisé de la séquence de Finzani.

Dans les profils de l'aval on passe à une cuirasse sur 1 à 2 m.

A l'aval comme à l'amont, le sommet de l'horizon nodulaire est parcouru de joints de circulation (anciennes diaclases!) qui séparent des blocs de cuirasse et entre lesquels s'accumule un matériau argileux emballant des fragments de cuirasses et des nodules. Ces fragments sont parcourus d'une trame assez serrée brune (goethitique!). Par ailleurs, les nodules sont bordés d'un cerne de même nature. De plus, des concrétions manganésifères se forment souvent dans ce contexte.

A l'aval, le passage à la cuirasse se fait sur 0,2 à 1 m selon les profils.

4 - La cuirasse ferrugineuse

La cuirasse ferrugineuse n'est conservée que dans les profils situés à l'aval du versant boisé.

Il s'agit d'une cuirasse nodulaire ou protopisolithique dont l'épaisseur varie de 2,5 m à 5 m (fig. 88)

Elle est constituée de nodules cimentés dans une matrice, parcourue d'une trame brune discontinue, et interrompue par des alvéoles remplies d'un matériau argileux jaune-ocre.

A la base, cette cuirasse est recoupée d'un joint de circulation, dans lequel s'accumule un matériau argileux, la cuirasse se dégradant aux épontes de ce joint. Les nodules de la cuirasse sont violacés hématitiques et à cerne brun goethitique. Par ailleurs, les épontes des joints de circulation sont également ferruginisés, et il se développe une trame à structure lamellaire goethitique. De même, les vacuoles sont également tapissées par une cutane brune de goethite. Finalement, plus les trames et les cernes périnodulaires sont développés, plus la cuirasse est indurée.

Par ailleurs, des quartz peuvent être dispersés dans la matrice internodulaire.

5 - L'horizon de cuirasse démantelée

A l'amont du versant boisé, la cuirasse ferrugineuse est démantelée. L'horizon a une épaisseur qui varie de 2,5 à 5 m.

Il s'agit d'un horizon caillouteux constitué de blocs de cuirasse fragmentée et de nodules de toutes tailles, emballés dans une matrice terreuse brun-rouge à structure fine, polyédrique (< 1 mm). L'activité biologique y est bien développée et la porosité vacuolaire et tubulaire accrue. Les éléments nodulaires centimétriques (< 1 cm) sont tous cernés d'une trame brune indurée, qui découpe par ailleurs les blocs de cuirasse démantelée.

C'est au voisinage des joints de circulation que la cuirasse se démantèle. Elle se présente sous un faciès nodulaire ou protopisolithique lorsque se développent des cernes périnodulaires et des trames brunes qui recoupent la matrice internodulaire.

Dans le dernier mètre, parmi les blocs fragmentés, on trouve des éléments de cuirasse massive affectée d'une porosité vacuolaire et tubulaire plus fine, mais bien développée, et remplie de terre argileuse rouge.

Les trente derniers centimètres de profil sont généralement occupés par un horizon nodulaire brun rouge et humifère.

6 - L'horizon argilo-sableux rouge

L'horizon argilo-sableux rouge est principalement développé dans la partie aval du versant boisé, au dessus de la cuirasse. Son épaisseur est comprise entre 1 et 1,7 m, suivant le profil considéré.

Le passage de la cuirasse à l'horizon argilo-sableux rouge se fait assez rapidement. Parfois, un horizon nodulaire fait la transition entre les deux. Il est constitué de nodules ferrugineux à cernes bruns goethitiques, semblables à ceux de la cuirasse, emballés dans une matrice rouge, fine, aux caractères pédologiques identiques à ceux de la matrice qui constitue l'essentiel de l'horizon argilo-sableux rouge.

Cet horizon est constitué d'une matrice fine rouge à structure polyédrique et sous-structure grumeleuse (ou poudreuse), emballant des graviers dispersés (fragments de nodules $< 0,5$ cm). Par ailleurs, cet horizon est généralement appelé "terre à café", à cause de ses qualités pour la culture du caféier.

C - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DU PROFIL DU HAUT-PLATEAU

Un seul profil a été implanté sur le haut-plateau. Ce profil a une profondeur de 12 m, il est interrompu au toit de la saprolite immergée et éboulée.

Il est composé par conséquent de la base au sommet, d'une saprolite fine immergée, d'une argile tachetée, surmontée d'un horizon nodulaire, puis d'une cuirasse nodulaire qui se dégrade sur 0,35 m en surface, et cède la place à un horizon nodulaire.

1 - L'argile tachetée

L'épaisseur de l'argile tachetée est d'environ 4,5 m.

Elle est constituée de taches ou domaines orientés subhorizontalement, de couleur violacée, ocre-orangé et blanche, disposés les uns par rapport aux autres en lits subhorizontaux d'1 à 2 cm d'épaisseur (fig. 92).

Les taches violacées sont parfois jointives, ce qui contribue à former un domaine

plus grand. Les taches violacées présentent la structure schisteuse finement litée de la roche mère.

Plus haut dans le profil, cet assemblage disparaît rapidement. Des domaines nodulaires violacés homogènes, de taille centimétrique, s'individualisent au sein d'une matrice argileuse bariolée d'ocre et d'orangé. Certains nodules ont la forme de petites plaquettes schisteuses de couleur violacée. Ce sont des nodules lithomorphes.

Encore plus haut, ces domaines nodulaires sont cernés d'une frange ocre, et la matrice argileuse de couleur brun-rouge qui les englobe est réticulée par une trame de même couleur. Les nodules lithomorphes sont soit violacés, soit brun-verdâtre et mouchetés de petits points brillants (gibbsite). Les nodules violacés sont les plus indurés.

Dans les derniers décimètres de l'horizon, l'induration des nodules s'accroît. Les nodules allongés ont une longueur de 2 à 3 cm et une largeur de 0,5 à 1 cm.

On passe à l'horizon nodulaire sur 0,5 m.

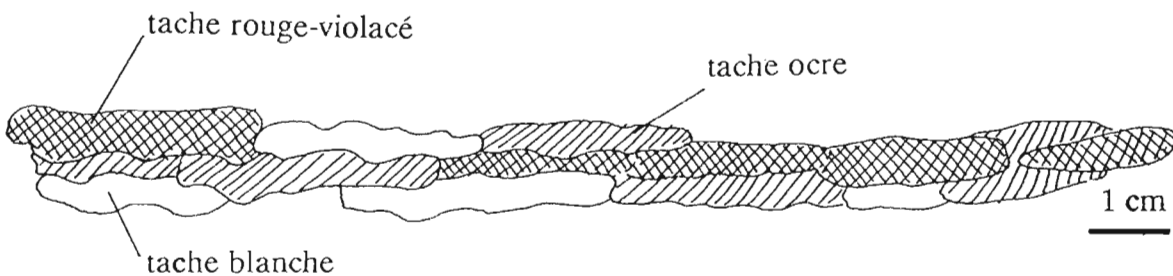


Figure. 92 - Organisation des domaines d'altération argileux et argilo-ferrugineux dans l'horizon d'argile tachetée du profil de haut-plateau.

2 - L'horizon nodulaire

L'horizon nodulaire se développe sur une épaisseur de 3,5 m.

Il est constitué de gros nodules, qui constituent une fraction plus importante que la matrice argileuse rouge environnante.

Certains nodules sont bordés d'une frange brune. La matrice est à structure polyédrique (agrégats d'1 à 2 mm). Vers le milieu de l'horizon, les nodules apparaissent plus petits, la matrice rouge n'en est par conséquent que plus abondante.

Néanmoins, un peu plus haut, on observe l'inverse. Les nodules sont plus nombreux, presque jointifs, et certains sont plus gros, de forme polyédrique subarrondie.

Au sommet, les nodules allongés ou polyédriques sont plus petits (< 1 cm).

On passe sur 0,3 m à une cuirasse ferrugineuse.

3 - La cuirasse ferrugineuse

Un joint de circulation ferruginisé sous la forme d'une trame brune marque la base de cette cuirasse, dont l'épaisseur est d'environ 3 m. Cette trame peut délimiter et isoler des domaines centimétriques de matériau argileux ocre.

La cuirasse est nodulaire, à nodules violacés, de forme polyédrique (argilomorphes), ou en forme de plaquettes (lithomorphes). La matrice est argilo-ferrugineuse. Les nodules sont de taille centimétrique. Certains sont bordés d'un cerne brun de goethite.

Au milieu de l'horizon, la cuirasse se dégrade dans une zone affectée de joints de circulation. Les épontes de ces joints sont ferruginisées, et il se forme comme en bas, une trame brune. Dans l'espace délimité par les joints, la cuirasse se transforme en un

horizon nodulaire meuble.

Dans les deux derniers mètres, la cuirasse est très dure, formée de nodules dont la taille n'excède pas 1 cm, et qui présentent de manière uniforme une trame brune goethitique. On passe ainsi à un faciès plutôt protopisolithique. La matrice indurée rouge brique est elle-même parcourue d'une trame brune goethitique. Les vides sont également des sites d'accueil privilégiés pour le développement de cutanes goethitiques.

Dans les 30 derniers centimètres, la cuirasse apparaît massive, composée de gros nodules, de forme polyédrique et de couleur rouge.

On passe ensuite rapidement à l'horizon nodulaire de surface, constitué de nodules de forme polyédrique aux arêtes émoussées de taille centimétrique (> 1 cm), de couleur violacée, et bordés d'un cerne brun. Ils sont emballés dans un matériau terreux de couleur grise riche en matière organique.

Enfin, il est important de signaler qu'à la saison pluvieuse, cet endroit du plateau est inondé.

D - DISCUSSION

L'étude morphologique et pétrographique de la toposéquence de Finzani met en évidence des différences et des points communs avec les toposéquences précédentes, relatifs à la différence de roche mère (plus acide), et de couvert végétal (savane arborée).

Les différences :

- Tout d'abord, d'un point de vue morphologique, cette toposéquence est plus longue et présente des pentes moins accusées que les autres toposéquences. Son versant boisé est colonisé par une savane arborée semi-humide, alors que dans les autres toposéquences, il s'agit d'une forêt semi-humide de type "baco". La surface du haut-plateau est concave, alors qu'ailleurs elle est plane ou légèrement convexe.

- D'un point de vue pétrographique, on ne trouve pas de cuirasse à faciès massif sur le haut-plateau, mais un faciès nodulaire. Sur le versant, la cuirasse à faciès nodulaire ou protopisolithique se trouve ensevelie sous un horizon argilo-sableux rouge, qui constitue finalement l'horizon principal d'un sol ferrallitique meuble sur cuirasse.

La roche mère apparaît plus acide que pour les autres toposéquences. On retrouve du quartz partout. Les horizons de saprolite montrent clairement la structure et les textures de la roche. On reconnaît ainsi relativement aisément la nature des minéraux parentaux (quartz, feldspaths, ferro-magnésiens amphiboles et/ou pyroxènes...).

Les points communs :

- A l'aval de la toposéquence, on retrouve la séquence verticale des faciès vermiculaires décrits auparavant dans les profils d'altération du bas-plateau. Cependant, on a vu qu'au milieu de l'horizon de cuirasse vermiculaire, s'individualisaient des domaines riches en concentrations manganésifères. Ce fait donne par conséquent des renseignements intéressants quant aux conditions oxydo-réductrices du milieu de formation.

- La filiation entre les horizons de saprolite et les horizons ferrugineux sus-jacents est bien visible à l'échelle des profils étudiés. Elle résulte des processus de ferruginisa-

tion selon le mode de l'aggradation hématitique.

- De plus, on retrouve partout les preuves pétrographiques et minéralogiques de la dégradation des faciès d'aggradation hématitiques. Le processus de dégradation se traduit comme ailleurs par le développement de cernes périnodulaires et de trames intramatricielles de couleur brune et de nature goethitique.

- Sur le versant boisé, la dégradation de la cuirasse est plus poussée et conduit à son démantèlement. Celui-ci est stimulé dans les zones affectées par des joints de circulation, à la faveur desquels la cuirasse se fragmente, et par lesquels les solutions sont drainées.

Par ailleurs, on a montré l'existence de domaines enrichis en nodules à cernes au sein de l'horizon nodulaire des profils démantelés. De tels domaines signent l'existence d'une ancienne cuirasse, ce qui n'empêche pas les nodules de se former actuellement dans la matrice environnante.

IV - CONCLUSIONS

L'étude morphologique et pétrographique de deux toposéquences supplémentaires a clairement confirmé l'existence de deux processus, saprolitisation et ferruginisation.

Au cours des processus de saprolitisation on obtient soit une saprolite fine à kaolinite de grande taille ($\geq 10 \mu\text{m}$) conservant la structure de la roche mère, soit une saprolite fine à kaolinite de petite taille ($\leq 1 \mu\text{m}$), où les structures sont oblitérées par des phénomènes d'hydromorphie. Dans le premier cas, sous forêt, et sous l'effet de la pédoturbation qui provoque par ailleurs l'augmentation de la porosité et l'amélioration du drainage, la saprolite kaolinitique évolue éventuellement en saprolite gibbsitique, et les structures originelles sont oblitérées (fig. 93).

On retrouve également deux types de filiations selon les deux modes de ferruginisation : aggradation et dégradation.

Au cours des processus de ferruginisation sous le mode de l'aggradation on aboutit à deux cas de figures :

- Le premier cas concerne le développement des faciès nodulaire, paranodulaire et massif riches en hématite et kaolinite de grande taille ($\geq 10 \mu\text{m}$), héritée de la saprolite fine (fig. 93). Ces processus conduisent au développement des faciès nodulaires lithomorphes, et sont généralement opérant sous climat tropical contrasté. Aujourd'hui, sous conditions climatiques plus humides, ils demeurent fonctionnels au sommets du paysage et des profils les mieux drainés et les plus oxydés. Au total, les cuirasses hématitiques d'aggradation à structure massive sont les plus anciennes du Haut-Mbomou.

- Le second concerne les faciès de carapace et cuirasse vermiformes, riches en goethite et kaolinite de petite taille ($\leq 1 \mu\text{m}$), illuviée dans les macropores. Ces faciès sont actuellement souvent soumis à des conditions hydromorphes, qui empêchent la formation d'hématite. Cependant, on l'a montré dans la séquence de Bahr, où l'hydromorphie est confinée à la base de profils plus épais, ces faciès vermiformes évoluent vers des faciès nodulaires plus riches en hématite, en environnement plus oxydant (fig. 93). Dans ce cas, les nodules sont argilomorphes.

Les processus d'hydromorphie intraprofil sont actifs aujourd'hui sur les versants à faible déclivité et surtout sur les bas-plateaux, qui se comportent localement comme de

véritables aires d'épandages.

Au cours des processus de ferruginisation selon le mode de la dégradation deux cas de figures s'imposent également :

- Le premier cas concerne la dégradation modérée, qui tout en préservant la cohérence du profil cuirassé, contribue néanmoins à faire évoluer les faciès, initialement produits par le processus d'aggradation (nodulaire ou massif), vers des faciès pisolithiques, parapisolithiques ou protopisolithiques (fig. 93), caractérisés par le développement de franges, cernes et cortex goethitiques périnodulaires.

- Le deuxième cas, concerne le démantèlement sous forêt qui procède de la dégradation plus poussée de la cuirasse. Nous traiterons ce sujet au chapitre suivant.

HAUT-PLATEAUX + VERSANTS BOISES		BAS-VERSANTS + BAS-PLATEAUX	
AGGRADATION	DEGRADATION	AGGRADATION	DEGRADATION
MASSIF (hématite + kaolinite)	PROTOPISOLITHIQUE (hématite + goethite)	NODULAIRE (hématite + kaolinite) nodules argilomorphes	PROTOPISOLITHIQUE (goethite + hématite)
PARANODULAIRE (hématite + kaolinite)	PARAPISOLITHIQUE (hématite + goethite)	CUIRASSE VERMIFORME (goethite + hématite)	PARAPISOLITHIQUE (goethite)
NODULAIRE (hématite + kaolinite) nodules lithomorphes	PISOLITHIQUE (goethite + hématite)	CARAPACE VERMIFORME (goethite + kaolinite)	PARAPISOLITHIQUE (goethite)
CARAPACE NODULAIRE (goethite)	PISOLITHIQUE (goethite)	ARGILE TACHETEE (kaolinite + goethite)	ARGILE DECOLOREE JAUNE (kaolinite + goethite)
ARGILE TACHETEE (kaolinite + goethite)	ARGILE ROUGE (hématite + gibbsite)	SAPROLITE FINE (kaolinite + goethite + quartz)	ARGILE BLANCHE (kaolinite + quartz)
SAPROLITE FINE structure conservée (kaolinite + goethite)	SAPROLITE FINE structure effacée (gibbsite + goethite)		
ROCHE MERE BASIQUE		ROCHE MERE BASIQUE	

Figure. 93 - Distribution et évolution des faciès d'altération dans les trois systèmes cuirassés du Haut-Mbomou, selon les processus d'aggradation et de dégradation.

Au total, l'étude pétrographique de trois toposéquences montre que les horizons à faciès vermiformes sont d'autant plus épais dans les profils situés sur les bas-versants, que la dégradation et le démantèlement des cuirasses de l'amont boisé, sont plus intenses. Par ailleurs, ces horizons vermiformes essentiellement constitués de goethite et de kaolinite de petite taille, lorsque la pente des versants est peu accusée, évoluent vers des faciès d'aggradation hématitique à nodules argilomorphes, lorsque la déclivité s'accroît et entraîne un meilleur drainage.

Finalement, l'évolution des cuirasses du Haut-Mbomou et de leur faciès minéralogique est tributaire des variations de roche mère comme partout ailleurs (LEPRUN, 1979), mais surtout des changements des facteurs naturels de l'environnement morpho-

pédoclimatique : haut-plateau, bas-plateau ou versant plus ou moins inclinés ; forêt, savane ou surface nue. Les modes de dégradation des cuirasses situées à l'amont varient ainsi selon le couvert végétal et la pente, et n'ont pas les mêmes conséquences sur l'évolution des systèmes cuirassés situés à l'aval.

Afin de mieux comprendre les mécanismes géochimiques responsables du démantèlement actuel des cuirasses selon le couvert végétal et la topographie, le chapitre suivant (chap. 6) sera consacré à l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique de profils cuirassés démantelés sous forêt, dans le cadre de la séquence de Guénékouba d'une part, et sous savane sur le site de la séquence de Finzani, d'autre part.

CHAPITRE. 6

DEGRADATION GEOCHIMIQUE ET DEMANTELEMENT DES PROFILS CUIRASSES A LA LISIERE DE LA FORET EQUATORIALE

CHAPITRE. 6 - DEGRADATION GEOCHIMIQUE ET DEMANTELEMENT DES PROFILS CUIRASSES A LA LISIERE DE LA FORET EQUATORIALE

I - INTRODUCTION

Les chapitres précédents ont été consacrés à l'étude pétrographique, pétrologique et géochimique des profils cuirassés et leur évolution dans le paysage selon deux processus de ferruginisation, aggradation et dégradation, et selon des conditions hydrodynamiques locales différentes (bon drainage à l'amont et hydromorphie à l'aval des séquences). Par ailleurs, on a vu que certains profils situés sous forêt étaient caractérisés par la dégradation et le démantèlement des cuirasses ferrugineuses. Ce chapitre porte sur l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique des profils cuirassés en voie de démantèlement sous forêt.

La dégradation des cuirasses ferrugineuses a été observée et décrite dans de nombreuses régions aussi bien dans le Sahel en climat tropical à tendance aride (LEPRUN, 1979), que dans la forêt équatoriale (MARTIN, 1966 ; NOVIKOFF, 1974).

Les mécanismes du démantèlement des cuirasses ont ainsi été démontrés dans le domaine soudano-sahélien sous des pluviosités inférieure à 1000 mm/an, avec une longue saison sèche, et une température moyenne d'environ 28°C (LEPRUN, 1977). Sous ces latitudes, le démantèlement résulte de processus d'érosion mécanique qui découpent le paysage en isolant des buttes cuirassées étagées (MAIGNIEN, 1958 ; MICHEL, 1969 ; BOULET, 1970 ; LEPRUN, 1971 ; LEPRUN, 1972 ; GRANDIN, 1973 ; BOULANGE et al., 1973 ; BOULANGE, 1983 ; KALOGA, 1976 ; BOEGLIN et MAZALTARIM, 1989 ; MAZALTARIM, 1989 ; BOEGLIN, 1990).

Par ailleurs, le démantèlement a aussi été démontré dans le domaine humide de la forêt équatoriale sous climat tropical perhumide (MARTIN, 1966 ; NOVIKOFF, 1974), où il dérive de processus d'érosion chimique (MELFI et al., 1979 ; MARTIN et al., 1981 ; VOLKOFF, 1986 ; NAHON et al., 1989).

Entre ces deux zones de démantèlement où les cuirasses apparaissent comme des reliques, témoins des paléoclimats (TARDY et al., 1988), le cuirassement ferrugineux perdure sous des climats tropicaux contrastés, entre les isohyètes 1200 et 1600 mm (MAIGNIEN, 1958). C'est le cas dans le Haut-Mbomou, dans le SE du Centrafrique, où le cuirassement est général (BOULVERT, 1987 ; BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988), à l'exception des domaines de forêt où la cuirasse se démantèle (BEAUVAIS, 1989 ; BEAUVAIS et TARDY, 1991).

La région de Dembia-Zémio dans le Haut-Mbomou montre donc des domaines où la cuirasse est démantelée alternant avec des domaines où la cuirasse se développe.

Le but de ce chapitre est de montrer comment se traduit le démantèlement des couvertures cuirassées, en termes d'évolution pétrographique, minéralogique et géochimique des profils, et quels sont les processus physico-chimiques responsables de ce démantèlement. Au total, on envisage l'évolution du paysage cuirassé du Haut-Mbomou sous les contraintes climatiques actuelles, et on montre que les cuirasses latéritiques (cuirasses ferrugineuses et bauxites) peuvent être considérées comme des témoins reliques des paléoclimats au même titre que d'autres formations géologiques (évaporites, charbons, cherts, dépôts éoliens, fluviaux ou lacustres...).

II LES DOMAINES DE DEMANTELEMENT DANS LES SYSTEMES CUIRASSES DU HAUT-MBOMOU

Les domaines de démantèlement de la cuirasse ferrugineuse sont observés dans les trois systèmes cuirassés de la région de Dembia-Zémio, dans le Haut-Mbomou : au cœur et en bordure des plateaux élevés, à l'aval des versants dans les entailles du réseau hydrographique et au cœur des bas-plateaux.

Les cuirasses se dégradent et se démantèlent sous couvert forestier dans les trois systèmes cuirassés. Les zones de démantèlement sous forêt se développent au voisinage et autour de zones endoréiques, inondées à la saison pluvieuse, ou en bordure des plateaux élevés, dans les zones concaves les plus érodées, où le toit de l'horizon de saprolite fine ou lithomarge est le plus proche de la surface topographique.

Chacun des trois systèmes cuirassés du Haut-Mbomou montre donc à la fois : (1) des domaines sans végétation ligneuse où la cuirasse se dégrade en surface entraînant la formation d'un horizon gravillonnaire ferrugineux, meuble, d'épaisseur comprise entre 0,02 et 0,3 m, où les gravillons sont à l'air libre ou englobés dans une matrice argilo-sableuse grise à noire humifère ; (2) des domaines couverts de forêt où la cuirasse se démantèle, en se fragmentant en blocs et nodules emballés dans une matrice rouge plus fine, argilo-sableuse.

Partout où se développe la forêt, un système de sols rouges ferrallitiques à horizon nodulaire progresse verticalement et latéralement aux dépens des anciens couvertures cuirassées.

III - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES PROFILS DEMANTELES

Outre les horizons gravillonnaires superficiels ubiquistes sur toutes les surfaces cuirassées d'Afrique, le paysage du Haut-Mbomou montre des domaines forestiers où la cuirasse se démantèle en blocs et nodules emballés dans une matrice rouge, argilo-sableuse et microagrégée. Autrement dit, cette matrice est faite d'agrégats de 3-4 mm de diamètre, qui apparaissent au microscope comme un assemblage de micronodules dont la taille est comprise entre 10 et 100 μm (Pl. VI - 1)), laissant entre eux des vides connectés de taille équivalente (CHAUVEL et al., 1977).

On présente ici les caractères pétrographiques des profils cuirassés démantelés, situés sur les plateaux élevés et les versants boisés des toposéquences de Guénékoumba et Finzani.

A - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DU PROFIL DEMANTELE SUR LA TOPOSEQUENCE DE GUENEKOUNBA

A partir de l'observation et de la description de plusieurs profils cuirassés en voie de démantèlement, on présente les caractères pétrographiques principaux d'un profil démantelé typique, situé sur le plateau élevé de la toposéquence de Guénékoumba.

Il est constitué de six horizons (fig. 94a), décrits de haut en bas.

- Un horizon humifère (I), de 0,1 à 0,7 m d'épaisseur, renfermant des nodules ferrugineux hématitiques de taille centimétrique, ourlés d'un cerne brun, goethitique.

- Une cuirasse ferrugineuse (II) de 1 à 2 m d'épaisseur, fragmentée et à structure

nodulaire. Elle est parcourue de nombreux joints de circulation, à la faveur desquels se forme un sous-horizon meuble nodulaire, constitué d'une matrice argilo-sableuse rouge englobant des fragments de cuirasse démantelée et des nodules ferrugineux à franges et cernes périphériques de couleur brune.

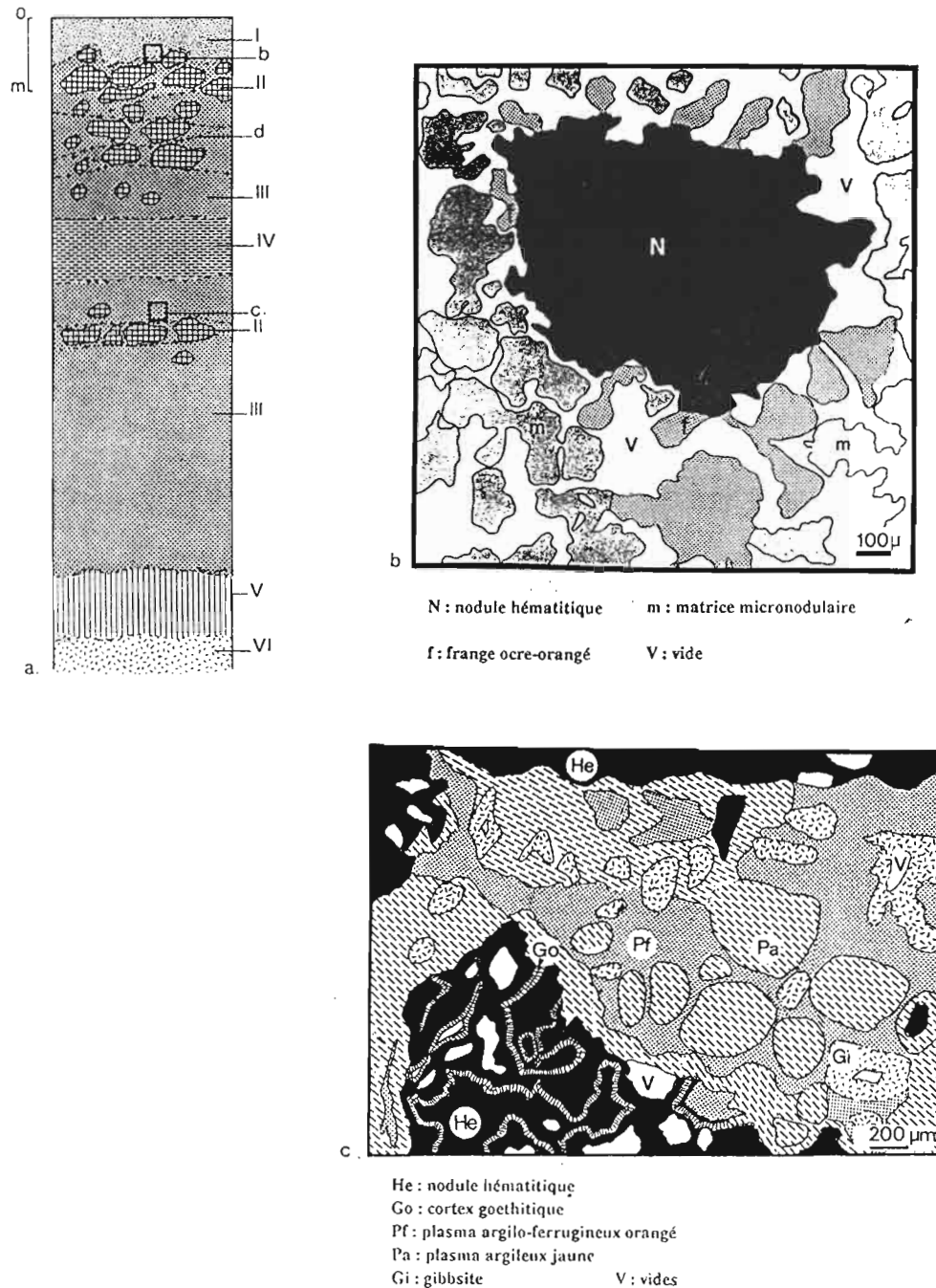


Figure. 94 - a - Développement d'un profil latéritique démantelé sur le haut-plateau de la séquence de Guénékoumba (I : horizon humifère ; II : horizon de cuirasse démantelée ; III : horizon nodulaire meuble ; IV : horizon argilo-ferrugineux meuble sans nodules ; V : carapace ferrugineuse nodulaire ; VI : argile tachetée ; d : joints de circulation ; b : fig. 94 - b ; c : fig. 94 - c). **b et c** - Micromorphologie des micronodules et des nodules hématitiques en voie de dégradation.

- Un horizon nodulaire ferrugineux non induré (III) de 7 à 9 m d'épaisseur, constitué de nodules centimétriques, et dans une matrice fine, argilo-ferrugineuse rouge, à structure polyédrique se débitant en agrégats de 3 à 4 mm constitués de micronodules (10 - 100 μm), et renfermant des quartz détritiques (*Pl. VI - 2*). Les nodules sont plus gros au sommet de l'horizon (plusieurs centimètres), qu'à la base, et ils présentent les mêmes caractères pétrographiques que dans la cuirasse.

Sous le microscope optique, et au sommet du profil, les nodules hématitiques présentent des bords déchiquetés et sont ourlés d'une frange de décoloration jaune à goethite et kaolinite (fig. 94b).

Dans l'ensemble, les nodules violacés présentent des cernes bruns périnodulaires, qui apparaissent, au microscope électronique à balayage, sous la forme de cristaux de goethite se développant perpendiculairement au bord des domaines nodulaires à hématite et kaolinite (*Pl. VI - 3*).

Plus bas, ils sont souvent cernés et fragmentés par des cortex rubanés de goethite (fig. 1c). La matrice micronodulaire est constituée de domaines orientés jaunes à kaolinite et goethite, et de domaines orangé à kaolinite, goethite et hématite (fig. 94c). Sous l'action de l'activité biologique (*Pl. VI - 4*), elle est pédoturbée, très poreuse et bien drainée, ce qui stimule localement la formation de plasmas gibbsitiques aux dépens des plasmas kaolinitiques (*Pl. VI - 5*), et par ailleurs, la néoformation de cristaux automorphes de gibbsite de 10 à 20 μm dans les vacuoles de 50 à 200 μm (fig. 94b et *Pl. VI - 6*).

- Au coeur de cet horizon nodulaire, un sous-horizon argilo-ferrugineux meuble (IV) dépourvu de nodules peut s'individualiser (fig. 94a). La matrice est micro-agrégée ou micronodulaire et pédoturbée, parcourue de radicelles et de canalicules d'origine biologique (vers de terre, termites...).

- A la base de l'horizon nodulaire, les nodules sont coalescents, formant des domaines décimétriques de carapace (V) semblable à celle déjà décrite à la base d'horizons nodulaires dans des profils cuirassés non démantelés (BEAUVAIS, 1989 ; chap. 3).

- Plus bas, non décrit parce qu'immergé, l'horizon d'argile tachetée (VI).

B - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES PROFILS DEMANTELES SUR LA TOPOSEQUENCE DE FINZANI

On rappelle ici les principaux caractères observés dans les profils démantelés de la toposéquence de Finzani (chap. 5).

Deux types de profils sont distingués : des profils situés dans la partie amont du versant boisé, où la cuirasse est tout ou partie démantelée, et des profils situés dans la partie aval du même versant, où la cuirasse est conservée et recouverte d'un horizon argilo-sableux rouge (chap. 5).

1 - Caractères pétrographiques d'un profil type à l'amont du versant boisé

On ne décrit ici que les horizons qui se trouvent au dessus de l'argile tachetée. De haut en bas on trouve :

- Un horizon humifère d'épaisseur comprise entre 0,3 et 0,5 m, constitué d'une ma-

trice terreuse de couleur brune à brun-rouge à structure microagrégée (agrégats millimétriques), riche en matière organique. Elle englobe des nodules ferrugineux à cernes bruns goethitiques.

- Un horizon caillouteux de démantèlement de la cuirasse de 5 à 6 m d'épaisseur, constitué bien évidemment de blocs et fragments de cuirasses de toutes tailles, associés à des nodules de taille centimétrique et de forme polyédrique ou oblongue cernés d'une frange brune de goethite. Tout ce matériel induré est emballé dans une matrice terreuse de couleur brun-rouge à structure grumeleuse (< 1 mm) riche en matière organique. L'activité biologique y est par ailleurs bien développée, et se traduit par le développement d'une macroporosité vacuolaire et tubulaire.

- Un horizon nodulaire de 3 à 4 m d'épaisseur, constitué de nodules en forme de plaquettes de taille centimétrique emballés dans une matrice argilo-sableuse rouge orangé, parfois bariolée. Ces nodules présentent souvent un coeur plus induré de couleur violacée et une auréole périphérique moins indurée de couleur rouge.

Plus bas, l'argile tachetée puis la saprolite fine déjà décrites dans le chapitre 5.

2 - Caractères pétrographiques des profils à l'aval du versant boisé

Tous les profils décrits à l'aval du versant boisé montrent les mêmes caractères pétrographiques. De haut en bas, on trouve toujours :

- Un horizon argilo-sableux rouge d'1 à 2,2 m d'épaisseur, qui apparaît comme un sol ferrallitique typique. Il est constitué essentiellement d'une terre fine à structure polyédrique (agrégats millimétriques), et sous-structure grumeleuse. On les appelle par ailleurs "terre à café".

- Un horizon d'environ 0,2 m d'épaisseur faisant la transition avec la cuirasse non démantelée sous-jacente. Il est constitué de nodules ferrugineux de taille millimétrique (< 0,5 cm), quelques-uns atteignent 1 cm et présentent des cernes bruns. Tous sont emballés dans une matrice argileuse à structure polyédrique (agrégats de 3-4 mm).

Dessous, on trouve un profil cuirassé classique où se succèdent une cuirasse, un horizon nodulaire, un horizon d'argile tachetée et une saprolite (chap. 5).

C - CONCLUSIONS DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

Plusieurs profils cuirassés en voie de démantèlement ont été décrits. Tous sont constitués d'un horizon de surface riche en matière organique surmontant l'horizon de démantèlement proprement dit. Cet ensemble surmonte un profil d'altération ferrugineuse classique se terminant par un horizon nodulaire où les figures d'aggradation (nodules à coeur violacé et périphérie rouge) alternent avec celles qui signent plutôt les processus de dégradation (cerne brun périnodulaire).

L'horizon démantelé renferme des blocs de cuirasse fragmentée et des nodules ferrugineux à cernes bruns goethitiques hérités d'une cuirasse nodulaire ou protopisolithique.

La matrice internodulaire présente une structure micronodulaire au sens donné par CHAUVEL (1977), et renferme du quartz détritique et de la gibbsite néoformée.

D'autres profils cuirassés non démantelés montrent néanmoins un horizon argilo-

sableux rouge au dessus de la cuirasse, et un horizon nodulaire entre les deux. Cet horizon nodulaire de transition est constitué de petits nodules (<0,5 cm) et plus rarement de nodules centimétriques, présentant des cernes bruns périphériques. Les nodules analysés dans le matériau argilo-sableux sont en majorité de petite taille. La matrice présente une structure très fine, poudreuse.

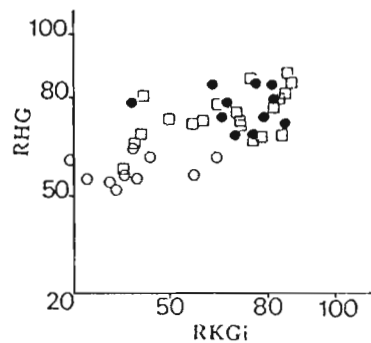
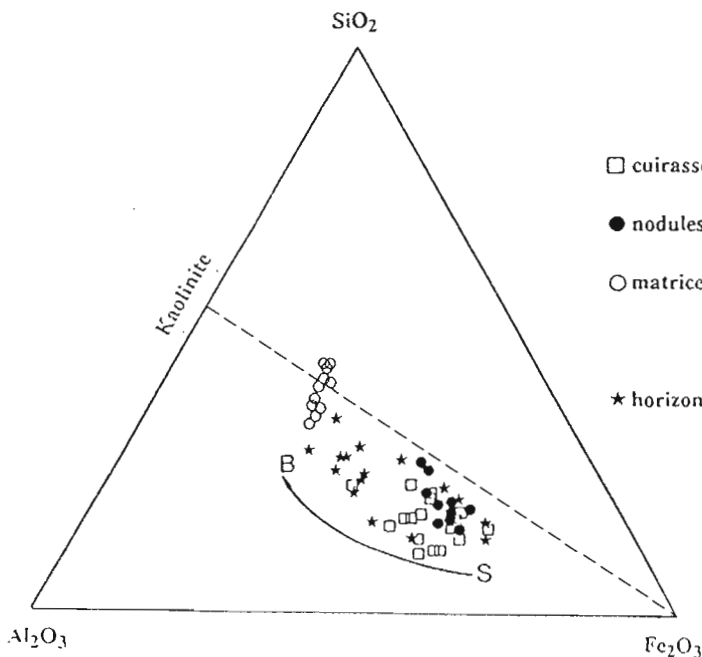
IV - MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES FACIES DE DEMANTELEMENT

Des profils cuirassés démantelés représentatifs des plateaux élevés (séquence de Guénékoumba) et des versants boisés (séquence de Finzani) ont été étudiés dans le détail par diffraction des rayons X et spectrochimie ICP. A partir des résultats bruts obtenus, des calculs normatifs ont été effectués selon la méthode expérimentée par Mazaltarim (1989) (se reporter à la méthode expliquée en annexe), dans le but d'évaluer la proportion de chaque espèce minérale. Par ailleurs, les données minéralogiques et chimiques ont été traitées statistiquement par une analyse en composante principale.

A - MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES PROFILS DEMANTELES DE LA TOPOSEQUENCE DE GUENEKOUNBA

Les compositions moyennes obtenues sur chacun des faciès de démantèlement dans la toposéquence de Guénékoumba sont rassemblées dans le tableau XXXVII. L'ensemble des analyses brutes figure en annexes (tabl. 77).

Figure. 95 - Augmentation simultanée de la goethite et de la gibbsite dans les faciès de démantèlement de la cuirasse à hématite et kaolinite des profils démantelés de la séquence de Guénékoumba.



- cuirasse $RHG = 100 \text{ Hématite} / \text{Hématite} + \text{Goethite}$
- nodules $RKGi = 100 \text{ Kaolinite} / \text{Kaolinite} + \text{Gibbsite}$
- matrice S = sommet cuirasse et base horizon nodulaire
- ★ horizon nodulaire B = base cuirasse et sommet horizon nodulaire

Figure. 96 - Lessivage préférentiel du fer par rapport à l'aluminium lors du démantèlement de la cuirasse ferrugineuse.

Les cuirasses et surtout les nodules qui sont en moyenne les plus ferrugineux sont riches en hématite et en kaolinite. En revanche, les matrices sont essentiellement riches en gibbsite, contiennent plus de goethite et peuvent renfermer beaucoup de quartz (tabl. XXXVII), qui apparaît en grains fins. Il peut être envisagé que ce quartz ait été enrichi dans les matrices soit par concentration relative résultant de la fonte de la cuirasse qui n'en contient que très peu, soit par concentration absolue, remonté par les termites depuis les horizons de saprolite et d'argile tachetée sous-jacents (FREYSSINET, 1990), ou transporté latéralement sur de courtes distances par les eaux de ruissellement, puis réincorporés au profil lors de processus de translocation mécanique. Quoi qu'il en soit, les rapports hématite / goethite et kaolinite / gibbsite diminuent sensiblement des cuirasses aux matrices en même temps que le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Al}_2\text{O}_3$ (tabl. XXXVII et fig. 95), ce qui est caractéristique des processus d'hydratation et de dissolution par réduction des cuirasses sous les effets combinés de l'activité de l'eau et de la matière organique abondante sous forêt.

TABLEAU. XXXVII - Composition géochimique et minéralogique moyenne des différents faciès pétrographiques des profils d'altération cuirassés et démantelés des haut-plateaux (n : nombre d'analyses ; m : moyenne ; s : écart type ; RPHG : $100 \cdot \text{hématite} / (\text{hématite} + \text{goethite})$; RPKG : $100 \cdot \text{kaolinite} / (\text{kaolinite} + \text{gibbsite})$).

PROFIL : (1) CUIRASSE				(2) DEMANTELE						
Faciès	cuirasse		hor. nod.		cuirasse		nodules		matrice	
n	19		15		5		10		11	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	13,88	3,7	18,38	4,93	11,88	3,04	15,17	3,11	32,22	3,55
Al ₂ O ₃	19,23	2,38	22,08	5,01	19,32	3,31	17,27	1,15	24,87	1,86
Fe ₂ O ₃	53,58	4,71	43,61	10,13	55,22	4,21	55,6	4,16	27,23	1,06
Mn ₃ O ₄	0,06	0,02	0,1	0,1	0,05	0,01	0,04	0,01	0,09	0,02
MgO	0,02	0,02	0,05	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,18	0,07
K ₂ O	0		0		0		0		0,11	0,02
TiO ₂	2,25	0,3	3,3	0,9	2,17	0,17	1,89	0,15	2,95	0,14
P ₂ O ₅	0,41	0,11	0,41	0,22	0,42	0,06	0,38	0,05	0,25	0,04
H ₂ O	10,19	1,34	11,94	1,37	10,7	1,95	9,27	0,95	11,77	1,43
Total	99,62	0,85	99,86	0,66	99,8	0,76	98,65	0,95	99,67	0,62
quartz	1	1	1	1	2	1	3	3	26	5
kaolinite	29	8	42	9	23	7	27	7	18	8,5
gibbsite	12,5	6	10	8	16	8	11	3,5	27	4,5
hématite	39	9,5	21	10	43	4	44,5	5	16	1
goethite	18	7	26	14	16	4	14	3	12,5	4
RPHG	69	14	46	19	73	6	75	6	57	4
RPKG _i	69	15	83	16	59	17	70	13	38	13,5

Lors de ce démantèlement géochimique de la cuirasse à la tête des profils, on en-

registre un appauvrissement en fer et un enrichissement relatif en aluminium et en silicium dans la matrice (fig. 96) qui s'enrichit également en magnésium et potassium (tabl. XXXVII), ce qui dans le cas du magnésium, est très symptomatique des remontées de terres par les termites, dans lesquelles pourraient être dispersés des micas.

Par ailleurs, les teneurs en titane et zirconium augmentent également dans la matrice (fig. 97). Dans ce cas, les minéraux lourds constituent avec le quartz la phase résiduelle enrichie soit au cours de la dégradation géochimique de la cuirasse, soit lors des remontées par les termites.

A la base des horizons nodulaires des profils encore cuirassés du haut-plateau, la carapace nodulaire apparaît aussi ferrugineuse que la cuirasse sus-jacente (fig. 96). Bien plus, cette carapace ou jeune cuirasse est plus riche en goéthite qu'en hématite (tabl. XXXVIII), et enrichie en P_2O_5 . Par ailleurs, lors de la dégradation des cuirasses à la tête des profils, le phosphore est partiellement lessivé (fig. 97).

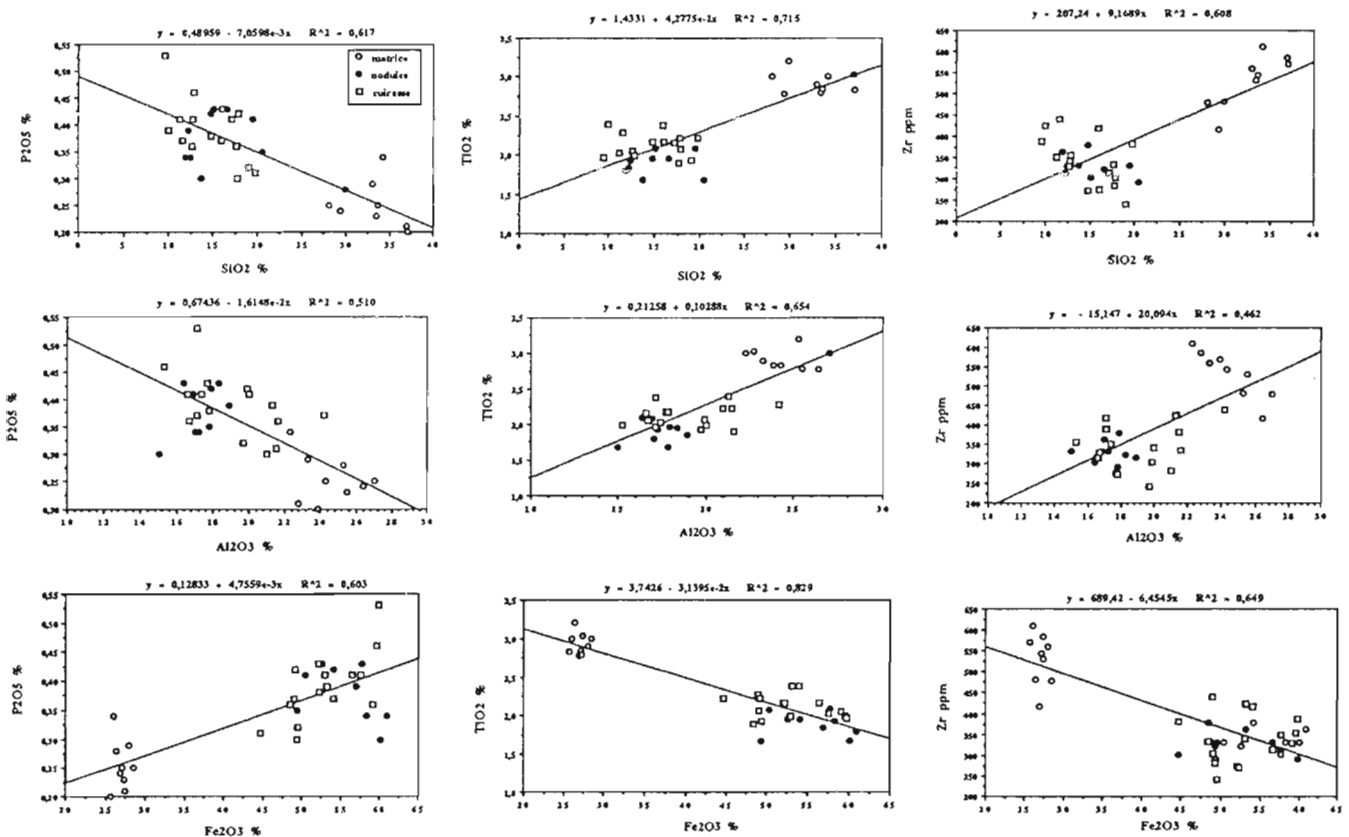


Figure. 97 - Evolution des teneurs en silice, alumine, fer, titane, phosphore et zirconium dans les faciès de démantèlement des profils de la séquence de Guénékoumba.

Tous les échantillons (matrice, nodules et cuirasses) ont été traités statistiquement par une analyse en composante principale. Les quatre premiers facteurs ont été retenus (tabl. 80 en annexe).

Le premier facteur explique à lui seul 60 % de la variance totale. Autour de ce facteur (tableau en annexe) deux groupes d'éléments sont opposés. Le premier groupe rassemble tous les éléments corrélés positivement (Si, Al, Mn, Mg, Ti, PF (H₂O), Ni, Y ,

Zr, Yb, Nb, quartz et gibbsite). Le second regroupe tous les éléments corrélés négativement (Fe, P, V, Cr, Sc, kaolinite, hématite, RHG et RKGi). Ce facteur discrimine ainsi les matrices fines à structure micronodulaire emballant nodules et fragments de cuirasses, aux cuirasses riches en hématite, kaolinite, fer et éléments traces, V, Cr et Sc. Finalement, ce facteur signe le démantèlement des cuirasses anciennes et leur remplacement par des sols ferrallitiques à matrice micronodulaire.

TABLEAU. XXXVIII - Composition géochimique et minéralogique des horizons d'altération d'un profil cuirassé sur un haut-plateau dans la région de Dembia-Zémio (1 : carapace nodulaire ; 2 : horizon nodulaire meuble ; 3 : horizon argilo-ferrugineux sans nodules ; 4 : cuirasse ferrugineuse ; RPHG : 100 * hématite / (hématite + goéthite) ; RPKG : 100 * kaolinite / (kaolinite + gibbsite).

Faciès	1	2	3	4
SiO ₂	10,5	15,8	27,8	14,7
Al ₂ O ₃	13,7	15,5	25	18,4
Fe ₂ O ₃	61	54,4	32,9	53,1
Mn ₃ O ₄	0,04	0,1	0,07	0,08
MgO	0,04	0,04	0,03	0,02
K ₂ O	0	0	0	0
TiO ₂	1,85	2,25	2,4	2,1
P ₂ O ₅	0,92	0,31	0,32	0,4
H ₂ O	12,1	9,9	11,25	10,1
Total	100,15	99,3	99,77	98,9
quartz	2	1	2	1
kaolinite.	34	45	63	31
goéthite	60	23,5	19	19
hématite	4,5	35	16	38
gibbsite	0	0	0	11
RPHG	7	59	46	66
RPKG	100	100	100	74

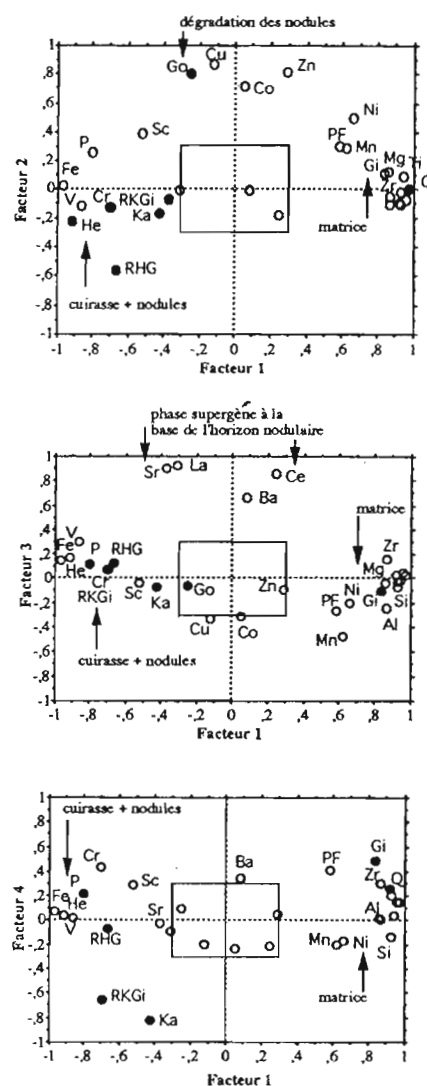


Figure. 98 - Relations géochimiques entre les différents faciès pétrographiques (cuirasse, nodules et matrice), mise en évidence par l'ACP, dans les profils démantelés de la séquence de Guénékoumba.

Le second facteur (15 %) oppose le groupe composé de goéthite, Ni, Co, Zn et Cu corrélés positivement entre eux, au rapport RHG. Ce facteur marque ainsi l'opposition entre les faciès hématitiques (RHG élevé) et les faciès goéthitiques (RHG faible). La goéthite est secondaire et caractérise les faciès de dégradation des cuirasses hématitiques, autrefois formées par aggradation. Ce deuxième facteur signe en quelque sorte les deux modes de ferruginisation : aggradation et dégradation.

Sur la figure 98 est représenté le premier plan factoriel qui souligne les relations

entre chaque groupes géochimiques caractéristiques d'un faciès donné (matrice ou cuirasse).

Le troisième facteur (15 % de la variance totale) oppose le groupe géochimique composé d'éléments corrélés positivement, Sr, Ba, La et Ce, au manganèse (fig. 98 et tabl. en annexe). Ce facteur discrimine les phases secondaires enrichies par accumulation absolue lors du démantèlement géochimique de la cuirasse, comme celles déjà identifiées à la base de l'horizon nodulaire du profil cuirassé de haut-plateau (PL II - 1).

Le quatrième facteur (10 %) oppose la perte au feu (PF) corrélée positivement à Cr et à la gibbsite, au groupe formé par la kaolinite et RKGi (fig. 98). Ce facteur illustre ainsi l'antagonisme entre la kaolinite bien conservée dans les cuirasses d'aggradation hématitiques et la gibbsite enrichie dans les matrices internodulaires sous l'effet de l'hydratation. Ce facteur signe finalement la dégradation des cuirasses dans le système minéralogique "kaolinite-gibbsite".

B - LES PROFILS DEMANTELES DE LA TOPOSEQUENCE DE FINZANI

Comme pour les faciès de démantèlement de la toposéquence de Guénékoumba, trois lots d'échantillons ont été analysés : les matrices internodulaires, les cuirasses et les nodules ferrugineux. Par ailleurs, deux types de profils ont été étudiés, un profil démantelé dans la partie amont du versant boisé et trois profils dans la partie aval, caractérisés par le développement d'un horizon argilo-sableux au dessus de la cuirasse.

Les résultats analytiques bruts sont présentés en annexe (tabl. 78).

1 - Le profil à l'amont du versant boisé

Dans les profils de l'amont du versant boisé, on retrouve la même évolution minéralogique que dans les profils de la toposéquence de Guénékoumba.

En moyenne, les nodules sont les plus riches en hématite. Le démantèlement des cuirasses se traduit par un enrichissement en gibbsite et une diminution du rapport RHG dans les matrices internodulaires (fig. 99a), qui sont par ailleurs comme dans la séquence de Guénékoumba enrichies en quartz (tabl. XXXIX).

Lors de la dégradation de la cuirasse, on enregistre un appauvrissement en fer et une augmentation de la silice et du titane dans les matrices internodulaires (fig. 100) en rapport avec leur richesse en quartz et en minéraux lourds résiduels tels que l'ilménite ou le zircon. Les teneurs en zirconium sont à ce propos intéressantes puisqu'on enregistre 513 ppm dans les matrices internodulaires contre 340 ppm dans les nodules et les cuirasses. Dans l'ensemble, Zr pré

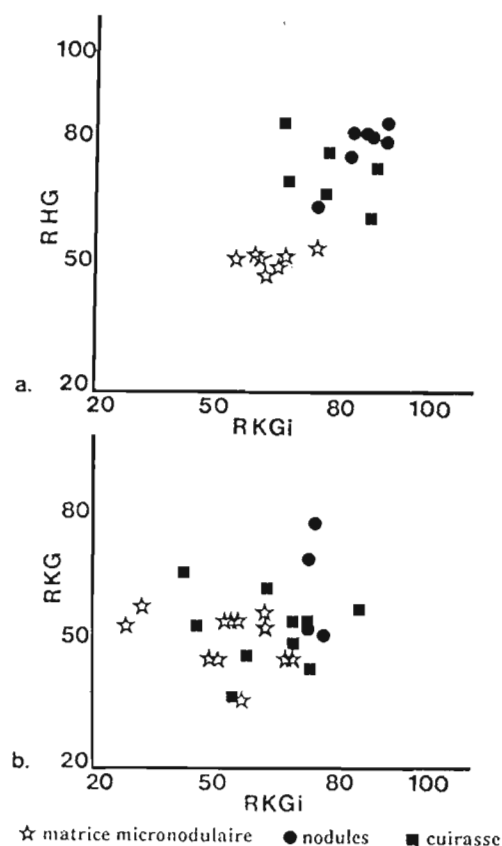


Figure. 99 - a - Evolution des rapports minéralogiques RHG et RKGi depuis les cuirasses à hématite et kaolinite jusqu'aux matrices micronodulaires dans les profils de démantèlement à l'amont du versant boisé de la séquence de Finzani. b - Relations minéralogiques dans les profils de l'aval du versant boisé.

sente une meilleure corrélation avec la silice ($r = 0,92$), qu'avec l'alumine ($r = 0,85$) ou le fer ($r = -0,94$) (fig. 100).

Au cours du démantèlement des cuirasses, on observe donc ici un enrichissement résiduel en zircon dans les matrices internodulaires, comme en ilménite et en quartz. On envisage cette fois encore, soit un enrichissement résiduel procédant du démantèlement de la cuirasse, soit un apport absolu lié à l'activité des termites abondantes dans ces environnements de forêts semi-humides.

Par ailleurs, les cuirasses et les nodules renferment du magnésium et surtout du potassium en rapport avec la présence de micas reliques. Les matrices internodulaires sont moins potassiques et plus magnésiennes que les cuirasses et les nodules (tabl. XXXIX). Là encore, on peut envisager des apports allochtones de magnésium résultant de l'activité biologique (termites). Cependant, compte tenu du type de roche mère (schiste), et des quantités de magnésium et potassium déjà contenues dans les faciès ferrugineux (nodules + cuirasses), on considère ici un enrichissement de nature autochtone.

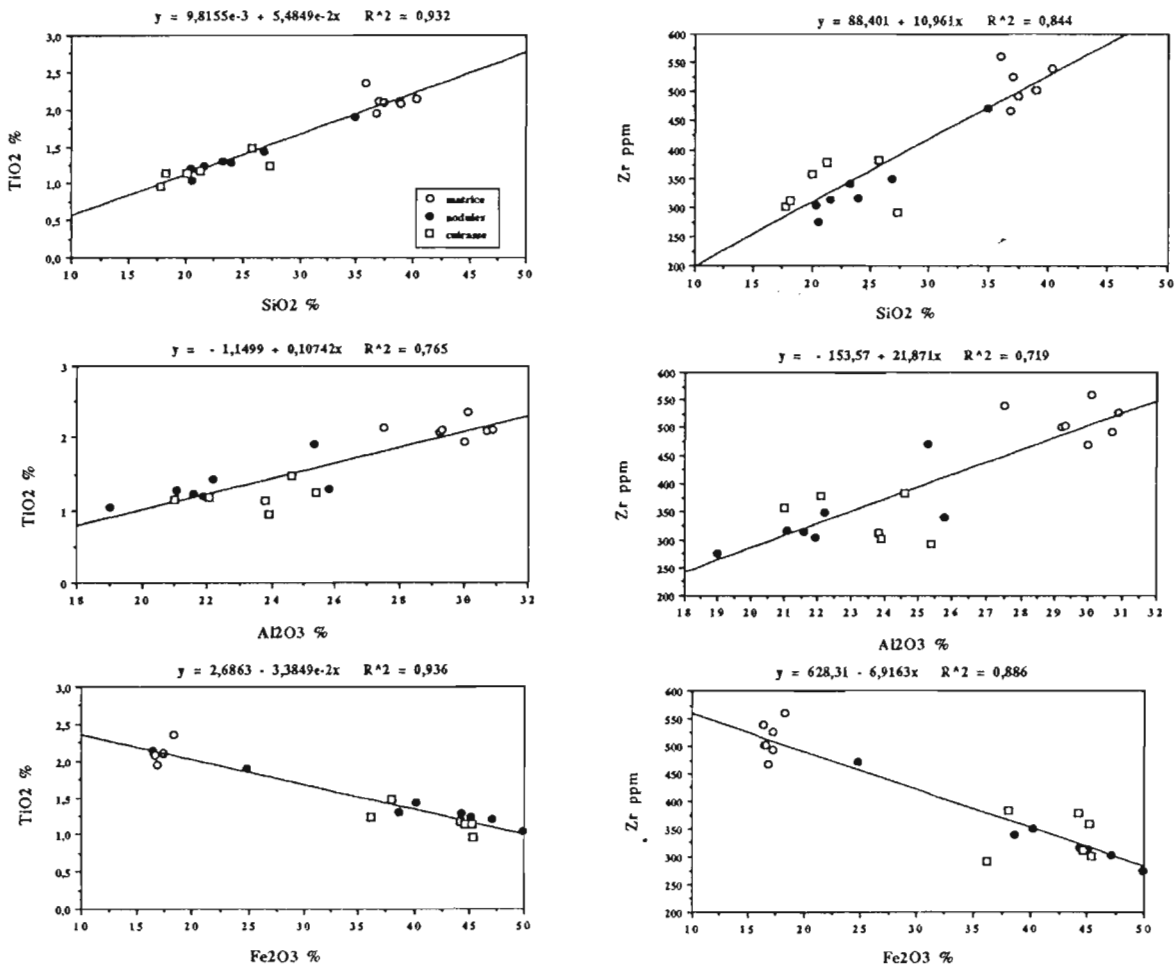


Figure. 100 - Evolution des teneurs en silice, alumine, fer, titane, et zirconium dans les faciès de démantèlement des profils à l'amont de la séquence de Finzani.

L'analyse statistique en composante principale des résultats minéralogiques et chimiques obtenus sur les matrices, les nodules et les cuirasses, permet de mettre en évidence divers groupements géochimiques autour de quatre facteurs (tabl. 81 à 83 en annexe).

TABLEAU. XXXIX - Composition chimique et minéralogique moyenne des faciès de dégradation dans un profil de démantèlement la cuirasse dur le versant boisé amont de la séquence de Finzani (n : nombre d'échantillons ; m : moyenne ; s : écart type).

Faciès	cuirasse		nodules		matrice	
n	6		7		7	
	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	21,73	3,94	24,49	5,1	37,87	1,52
Al ₂ O ₃	23,47	1,63	22,24	2,45	29,67	1,15
Fe ₂ O ₃	42,27	4,06	41,43	8,28	17,03	0,67
Mn ₃ O ₄	0,02	0,01	0,03	0,01	0,05	0,02
MgO	0,19	0,14	0,23	0,05	0,37	0,02
K ₂ O	0,61	0,55	0,46	0,06	0,35	0,08
TiO ₂	1,18	0,17	1,34	0,27	2,12	0,12
P ₂ O ₅	0,19	0,03	0,19	0,01	0,18	0,02
H ₂ O	10,65	0,99	9,54	1,46	12,85	0,35
Total	100,31	0,84	99,95	0,51	100,49	0,78
Quartz	4	2	5	5	22	4
Kaolinite	40	9	43	3	36	5
Gibbsite	12	4	8	3	22	5
Boehmite	0		1	1	2	4
Hématite	32	6	35	9	9	1
Goethite	12	3	8	1	9	1
Total	100		100		100	
RHG	73	8	79	7	50	3
RKGi	76	10	84	6	62	6

Le premier facteur explique à lui seul 58 % de la variance totale. Il oppose comme dans le cas de la toposéquence de Guénékoumba un groupe d'éléments corrélés positivement (Si, Al, Mn, Mg, Ti, PF (H₂O), Ni, Cu, Sc, Y, Zr, Ce, Yb, Nb, quartz et gibbsite), et un groupe représenté par le fer corrélé positivement à Ba, V, Cr, kaolinite, hématite, RHG et RKGi.

Le second facteur (18 % de la variance totale), discrimine également deux groupes. Le premier associe les éléments corrélés positivement (Mn, Mg, Ni, Co, Zn, Cu et Sc), qui sont opposés à la goethite unique constituant du second groupe.

Le premier plan factoriel discrimine quatre groupes géochimiques opposés deux à deux autour des deux premiers facteurs (fig. 101). Le premier facteur illustre, comme à Guénékoumba, l'antagonisme entre les matrices (éléments corrélés positivement) et les cuirasses (éléments corrélés négativement). Le second facteur, montre une corrélation négative entre la goethite et les éléments de transition, ce qui constitue dans ce cas une différence importante avec ce que l'on a vu jusqu'à présent (Cu et Sc corrélés positivement à la goethite, chapitres précédents).

Le troisième facteur (12 %) oppose le magnésium corrélé positivement au potassium et à Ba d'une part, au groupe formé de la kaolinite, RKGi, et Zn d'autre part (fig. 101 et tableau. en annexe). Ce facteur souligne l'altération tardive des phases micacées au sommet des profils. Par ailleurs, le deuxième plan factoriel oppose clairement "kaolinite-RKGi" à la gibbsite. Dans ce cas, c'est la transformation de la kaolinite en gibbsite qui est mise en évidence.

Le quatrième facteur (12 %) met en évidence l'association entre P, Sr, et La, corrélés positivement à Cr d'une part, et à Ce d'autre part (fig. 8). Ce groupement géochimique marque probablement comme dans les profils du haut-plateau de la séquence de Guénékoumba, la présence de phases minérales phosphatées supergènes, et marque leur différence vis à vis des oxyhydroxydes de fer et des minéraux résiduels.

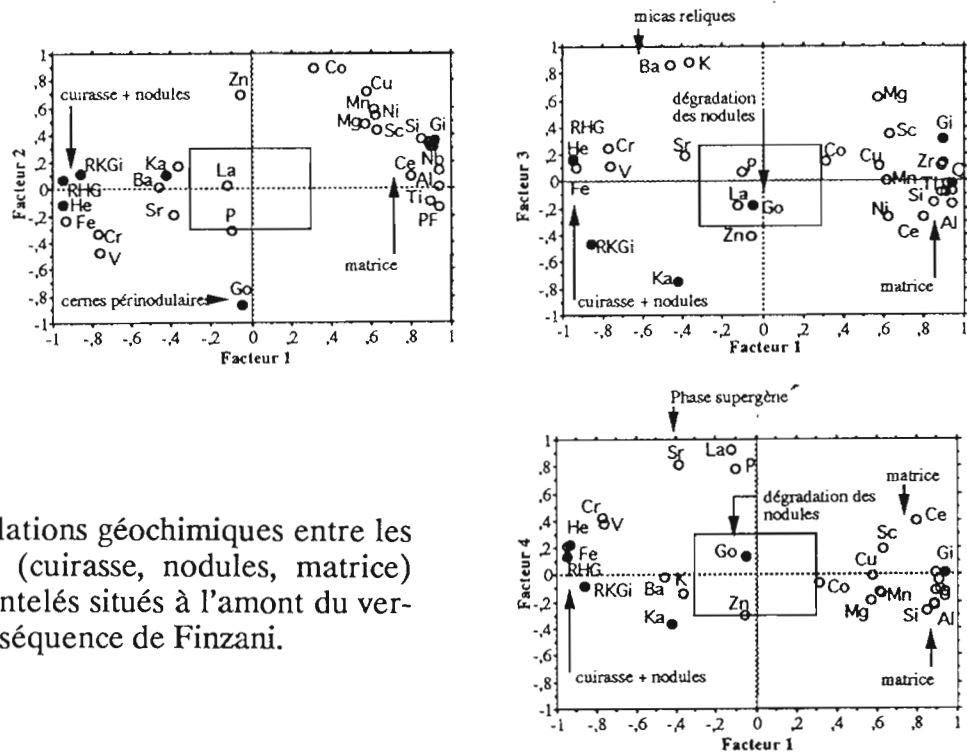


Figure. 101 - Relations géochimiques entre les différents faciès (cuirasse, nodules, matrice) des profils démantelés situés à l'amont du versant boisé sur la séquence de Finzani.

2 - Les profils de l'aval du versant boisé

Dans les profils de l'aval du versant boisé, les analyses ont porté sur les cuirasses non démantelées, les nodules et les matrices fines des matériaux argilo-sableux rouges qui composent les 2 ou 3 derniers mètres de chaque profil.

Les résultats d'analyses figurent en annexe (tabl. 79).

Dans les profils situés à l'aval du versant boisé, il n'y a pas de corrélation entre les rapports RHG et RKGi (fig. 99b). Néanmoins, dans les matrices, le fer est éliminé préférentiellement à l'aluminium qui se concentre sous forme de gibbsite (tabl. XL). Par ailleurs, ces matrices sont comme partout, enrichies en quartz, magnésium, et minéraux lourds. Ces enrichissements s'illustrent par des teneurs plus élevées en titane et zirconium (561 ppm contre 507 pour les nodules et 353 pour les cuirasses). On remarque que les teneurs enregistrées dans les nodules sont élevées par rapport à celles des nodules du profil plus amont. Ici, les nodules sont de petites tailles (< 0,5 cm), et ont tendance à ressembler minéralogiquement et géochimiquement aux matrices fines qui constituent

l'essentiel des matériaux argilo-sableux. Les trois lots analysés (matrice fine, nodules et cuirasse) s'individualisent moins bien qu'à l'amont du versant et que dans la séquence de Guénékoumba, comme le montrent les diagrammes de corrélation entre les majeurs (silice, alumine, fer) et le titane d'une part (fig. 102), et le zirconium d'autre part (fig. 102). Dans l'ensemble, les points sont dispersés, surtout dans le cas du zirconium. Cependant, les corrélations restent significatives. Depuis les cuirasses jusqu'aux matrices, le profil s'enrichit en silice, alumine, titane et zirconium, et s'appauvrit en fer, comme partout ailleurs (tabl. XL et fig. 102).

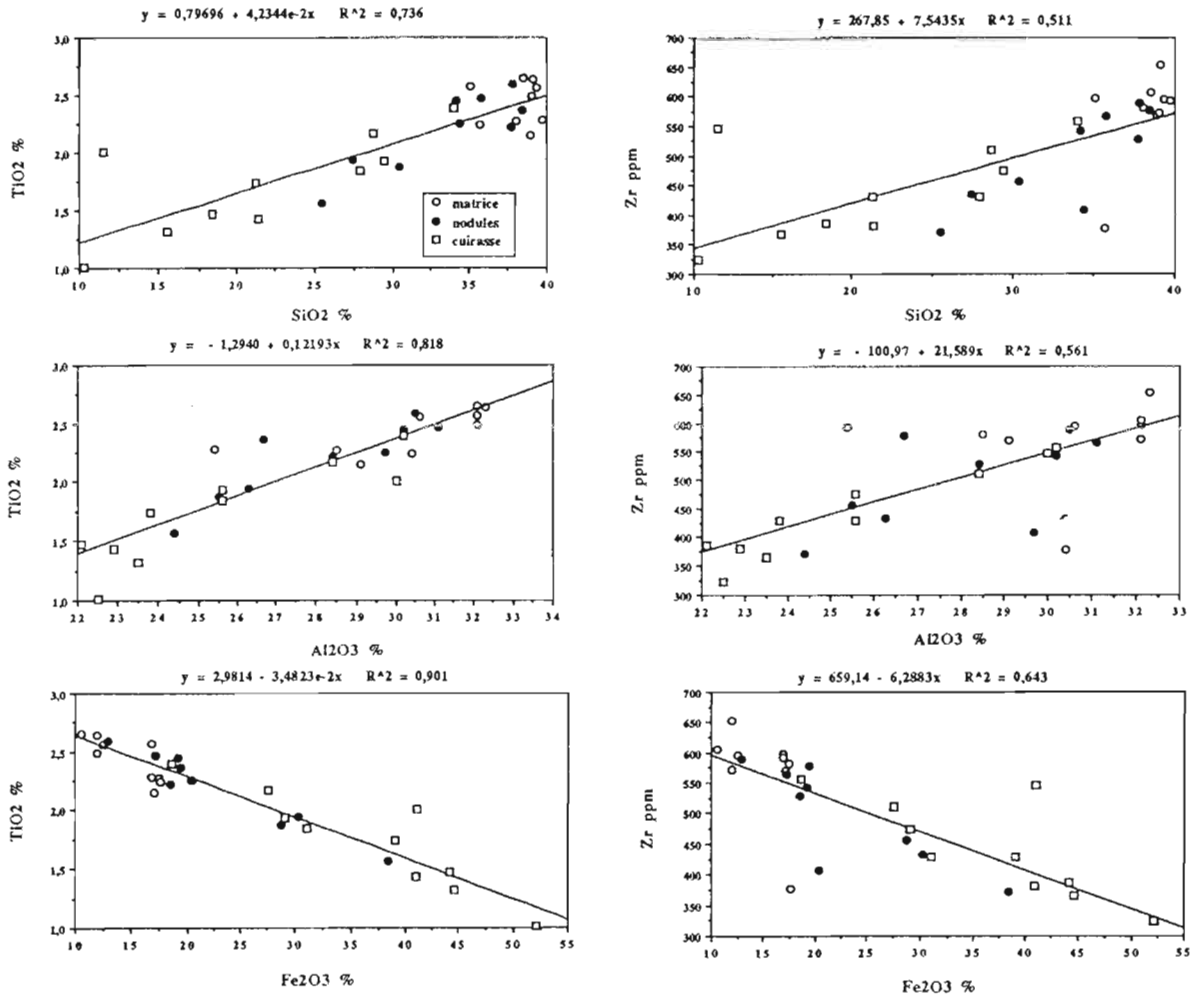


Figure. 102 - Evolution des teneurs en silice, alumine, fer, titane, et zirconium au sommet des profils à l'aval de la séquence de Finzani.

L'analyse en composante principale des données minéralogiques et géochimiques a permis de mettre en évidence les mêmes tendances géochimiques qu'à l'amont (tabl. 83, an.).

Le premier facteur (51 % de la variance totale) oppose les matrices riches en silice, alumine, magnésium, titane, perte au feu (PF), Ni, Y, Zr, La, Yb, Nb, quartz et gibbsite, aux cuirasses et nodules ferrugineux riches en fer, P, V, Cr, hématite et goéthite.

Le second facteur (14 %) regroupe Mg, K, Sr, Ba et La corrélés positivement, et met en évidence la phase micacée résiduelle héritée de la roche et enrichie dans les matrices fines du matériau argilo-sableux sur cuirasse (fig. 103).

TABLEAU. XL - Composition chimique et minéralogique moyenne des faciès de dégradation au sommet des profils d'altération à l'aval du versant boisé dans la séquence de Finzani (n : nombre d'échantillons ; m : moyenne ; s : écart type).

Faciès	cuirasse		nodules		matrice	
n	10		8		8	
	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	21,84	8,04	33,4	5,02	38,03	1,7
Al ₂ O ₃	25,46	3,07	27,89	2,52	30,04	2,33
Fe ₂ O ₃	36,85	9,99	23,09	8,51	15,14	2,91
Mn ₃ O ₄	0,09	0,1	0,03	0,01	0,07	0,03
MgO	0,16	0,07	0,27	0,05	0,3	0,03
K ₂ O	0,09	0,04	0,16	0,08	0,15	0,09
TiO ₂	1,73	0,42	2,18	0,36	2,4	0,19
P ₂ O ₅	0,27	0,19	0,18	0,01	0,19	0,02
H ₂ O	12,37	1,03	12,65	1,61	13,7	0,87
Total	98,86	0,62	99,82	1	100	0,87
Quartz	7	4	18	7	23	4
Kaolinite	33	11	36	14	33	5
Gibbsite	19	5	22	8	27	3
Hématite	21	7	15	8	8	2
Goethite	19	7	9	2	8	1
Total	100		100		100	
RHG	53	9	59	11	50	7
RKGi	62	13	60	19	55	6

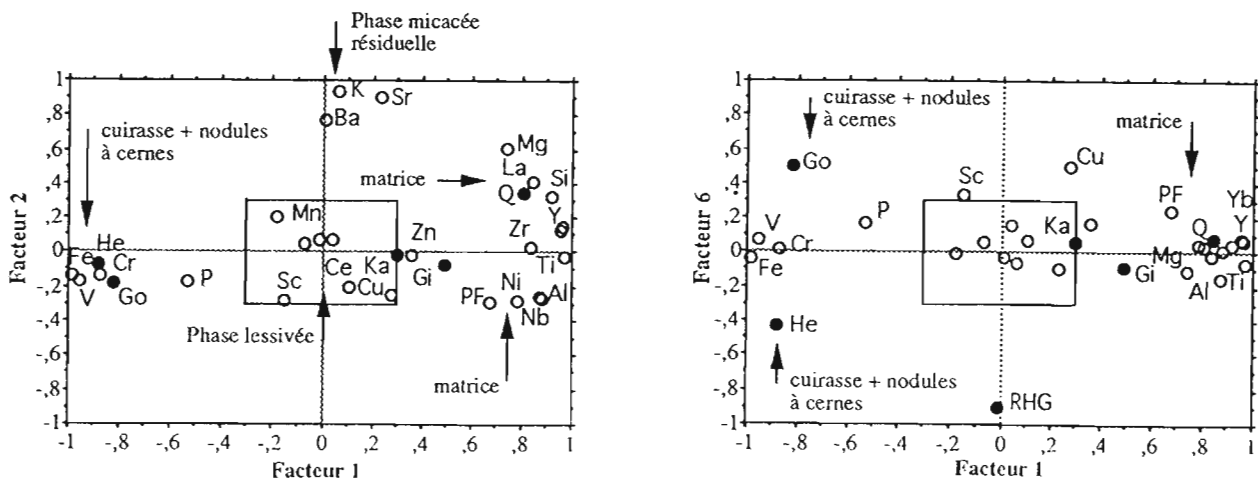


Figure. 103 - Relations géochimiques entre les matériaux argilo-sableux à petits nodules et les cuirasses à faciès protopisolithique mises en évidence par l'ACP, dans les profils situés à l'aval du versant boisé sur la séquence de Finzani.

Le troisième facteur oppose "kaolinite et RKGi", à la gibbsite. Finalement, ce facteur caractérise la dégradation de la cuirasse sous l'effet de l'hydratation, dans le système "kaolinite-gibbsite".

Il n'a pas été possible de différencier la goethite de l'hématite (fig. 103 et tableau en annexe). Néanmoins, dans le cinquième plan factoriel, RHG est un tant soit peu opposé à la goethite par le facteur 6 (fig. 103).

C - CONCLUSIONS DE L'ETUDE MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE

La dégradation des cuirasses à hématite présente une signature géochimique qui diffère sensiblement selon la situation topographique, la couverture végétale ou le matériau parental de départ.

Sous forêt semi-humide à Guénékoumba et à l'amont des versants boisés dans la séquence de Finzani, la dégradation des cuirasses à hématite et kaolinite se traduit par un lessivage préférentiel du fer par rapport à l'aluminium, ce qui correspond à la transformation des domaines nodulaires hématitiques au profit de la goethite, et à la formation de gibbsite aux dépens de la kaolinite (tabl. XLI). Par ailleurs, la silice est enrichie dans les matrices à structure micronodulaire sous forme de quartz détritique, accompagné de titane et zirconium qui représentent les minéraux lourds, et par conséquent la phase résiduelle.

Partout, les rapports RHG et RKGi diminuent des cuirasses aux matrices.

En revanche, sous savane, dans le versant boisé à l'aval de la séquence de Finzani, on enregistre peu de variation des rapports minéralogiques. Tout se passe comme si la proportion de chaque espèce minérale était conservée quel que soit le matériau (cuirasse, nodules ou matrice). Dans ces profils, la dégradation est plutôt caractérisée par l'antagonisme entre la kaolinite et la gibbsite, qu'entre l'hématite et la goethite (tabl. XLI). Néanmoins, on note tout de même une corrélation négative entre la goethite et RHG ($100 \cdot \text{hématite} / \text{hématite} + \text{goethite}$)

D'un point de vue géochimique, les matrices apparaissent partout enrichies en magnésium et en potassium. Dans les profils de la séquence de Finzani, elles le sont d'autant plus que les cuirasses et les nodules en contiennent encore. En revanche dans la séquence de Guénékoumba, les cuirasses en sont dépourvues, et on envisage par conséquent des apports allochtones, soit par translocation mécanique suite à des processus d'érosion de surface, soit par transfert du à l'activité biologique (termites) depuis les horizons profonds de saprolite, comme l'a montré FREYSSINET au Mali (1990).

Par ailleurs, les éléments de transition Cu et Sc, généralement corrélés à la goethite, ne le sont pas dans les profils situés à l'amont de la séquence de Finzani, où la goethite est moins bien exprimée qu'ailleurs.

Les alcalino-terreux sont associés au potassium dans les profils de Finzani, conformément à la conservation des micas dans les cuirasses. Localement, ils présentent une certaine affinité avec le phosphore et les terres rares légères. On retrouve ici une des caractéristiques géochimiques des horizons nodulaires sous cuirasses dans les profils de haut-plateau de la séquence de Guénékoumba. Finalement, Sr et Ba se fractionnent quand les processus de dégradation des cuirasses s'intensifient, et doivent former avec le phosphore et le lanthane des phases secondaires supergènes.

TABLEAU. XLI - Evolution des caractères minéralogiques des profils démantelés selon la situation topographique, la nature de la roche mère et la végétation.

SITUATION TOPOGRAPHIQUE					
		AMONT	AVAL		
R O C H E M È R E	A C I D E	DEMANTELEMENT cuirasse à hématite + kaolinite opposée à la matrice à quartz + gibbsite pas d'opposition entre hématite et goethite	DEMANTELEMENT dans les entailles du réseau hydrographique	F O R Ê T	V E G E T A T I O N
	B A S I Q U E	DEMANTELEMENT cuirasse à hématite + kaolinite opposée à matrice à quartz + gibbsite antagonisme kaolinite/gibbsite et hématite/goethite	NON DEMANTELE cuirasse à hématite + goethite opposée à quartz + gibbsite dans la matrice opposition entre kaolinite + RKGi et gibbsite goethite opposée à RHG	S A V A N E	
			DEMANTELEMENT dans les entailles du réseau hydrographique	F O R Ê T	

Les relations entre l'hématite et la goéthite varient d'un endroit à l'autre. Elles sont clairement opposées dans les profils développés sur roche basique (Guénékoumba) et démantelés sous forêt, où l'activité de l'eau est forte et où l'activité biologique est très active, et plutôt mal différenciées dans ceux développés sur roche plus acide, et sous savane (Finzani), où l'environnement apparaît moins humide et moins riche en matière organique (tabl. XLI).

V - ROLE DE L'ACTIVITE DE L'EAU DANS LE DEMANTELEMENT

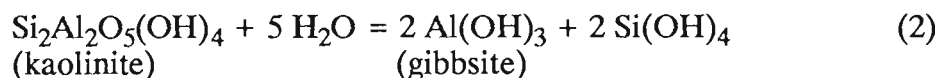
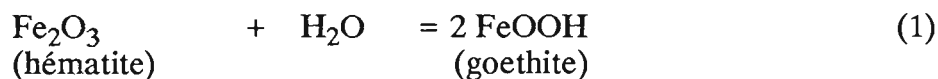
L'activité de l'eau avec la température et les pressions de CO₂ et d'O₂, sont les agents de contrôle des processus de transformations minéralogiques dans les profils d'altération latéritique (DIDIER et al., 1983 ; DIDIER et al., 1985 ; TARDY et

NAHON, 1985 ; TROLARD et TARDY, 1987 ; TARDY et NOVIKOFF, 1988b ; TARDY et al., 1988c ; AMBROSI, 1990).

L'activité de l'eau varie au cours du temps avec l'alternance des saisons sèches et humides, et dans l'espace le long des profils d'altération et en tous lieux du paysage.

Dans les profils d'altération latéritique formés sous climat tropical contrasté, l'activité de l'eau est égale à 1 dans la zone de battement de la nappe ; elle est inférieure à 1 dans le milieu du profil au niveau du creux hydrique (TARDY et al., 1988c) ; en surface, elle est égale à l'humidité relative de l'air conditionnée par le climat ambiant.

Dans les profils d'altération latéritique du Haut-Mbomou, deux types de réactions géochimiques contrôlent les différenciations minéralogiques:



Tous les profils que nous avons étudiés, cuirassés ou démantelés, présentent dans leur partie médiane un horizon induré continu ou discontinu riche en hématite et en kaolinite, ce qui prouve l'existence d'un creux hydrique permanent caractérisé par une activité de l'eau largement inférieure à 1 en milieu non saturé sous climat tropical contrasté (TARDY et al., 1988c). A l'inverse, la base de tels profils dans la zone de battement de la nappe ou le sommet en surface souvent saturé d'eau sont des sites privilégiés pour la formation des faciès les plus riches en goethite et en gibbsite.

Dans le Haut-Mbomou, en climat tropical contrasté à tendance plus humide, le domaine du creux hydrique tend à s'amincir voire à disparaître partout où la nappe affleure à la saison des pluies, et partout où se développe la forêt. Ces changements pédoclimatiques sont responsables du démantèlement géochimique de la cuirasse, se traduisant par l'hydratation de l'hématite qui se transforme progressivement en goethite; la kaolinite évolue quant à elle après désilicification vers des formes plus hydratées que dans la cuirasse et cède la place à la gibbsite.

VI - CONCLUSIONS

Une cuirasse ferrugineuse est constituée d'un assemblage de minéraux ferrugineux, la goethite étant plus hydratée que l'hématite, et de minéraux alumineux, la gibbsite étant plus hydratée que la kaolinite.

Dans le Haut-Mbomou, en Centrafrique, les maxima du cuirassement sont enregistrés sur les plateaux élevés pour des teneurs en fer de l'ordre de 55 %, et pour une composition minéralogique moyenne de 30 % de kaolinite, 10 % de gibbsite, 20 % de goethite et 40 % d'hématite, d'où un rapport RHG (100 . hématite / hématite + goethite) de l'ordre de 70 % (BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988 ; MAZALTARIM, 1989 ; BEAUVAIS, 1989). La maturité du cuirassement se mesure par conséquent (1) à la richesse en fer, avec de fortes proportions d'hématite par rapport à la goethite, (2) à la dissolution totale du quartz, (3) au maintien d'une certaine quantité de kaolinite en association stable avec l'hématite (TARDY et al., 1988c).

Le démantèlement des cuirasses correspond à la déstabilisation par hydratation de l'association kaolinite-hématite stable en milieu peu hydraté et oxygéné (TARDY et al., 1988c). Il se produit de trois manières : selon une voie dite normale, en climat tropical à saisons contrastées sous des pluviosités de 1200 à 1600 mm/an, et selon deux voies dites

limites, l'une caractéristique des climats à tendance aride sous des pluviosités inférieures à 1000 mm/an, l'autre caractéristique des climats à tendance humide sous des pluviosités supérieures à 1600 mm/an.

La première voie, normale, correspond à la formation des horizons gravillonnaires de surface que l'on trouve au toit de tous les profils cuirassés. La dégradation affecte le sommet de la cuirasse et résulte toujours de l'hydratation de l'hématite et de sa transformation en goethite, et dans certains cas de celle de la kaolinite et de sa transformation en gibbsite. Cependant, plus bas, la cuirasse se reconstitue à partir des éléments (fer, aluminium, silice...) lessivés dans l'horizon de dégradation sus-jacent. Au total, la surface cuirassée s'enfonce sur elle-même (NAHON, 1976 ; NAHON et MILLOT, 1977).

La seconde voie, limite, est celle que décrit LEPRUN (1979) en climat semi-aride. La cuirasse formée en climat contrasté se dégrade progressivement depuis la base de l'horizon vers le sommet. Il en résulte le développement d'un horizon lessivé (A_2) sous cuirasse, et d'un horizon d'altération smectitique sous la saprolite kaolinitique à la base du profil.

La troisième voie, limite, est celle du démantèlement des cuirasses en forêt sous des pluviosités moyennes annuelles supérieures ou égales à 1600 mm que l'on a décrit ici dans le Haut-Mbomou en Centrafrique comme il l'a été ailleurs en Afrique centrale (MARTIN, 1966 ; NOVIKOFF, 1974 ; MARTIN et al., 1981 ; BEAUVAIS et TARDY, 1991) et au Brésil (NAHON et al., 1989). Dans un tel environnement, le démantèlement des cuirasses résulte des effets conjugués de l'humidité, de la décomposition de la matière organique et de la respiration racinaire qui provoquent hydratation et réduction accrues, responsables de la transformation de l'hématite en goethite, de la kaolinite en gibbsite et de la remobilisation sélective du fer par rapport à l'aluminium. Au total, partout où se développe la forêt en climat tropical humide, un système de sols rouges ferrallitiques à horizon nodulaire et matrice micronodulaire progresse verticalement et latéralement aux dépens des anciennes couvertures cuirassées formées jadis sous climat tropical plus contrasté (BEAUVAIS et TARDY, 1991).

Cependant, plus bas sur les versants couverts d'une savane arborée, elles sont plutôt en équilibre, et souvent en voie de formation sous savane. Dans un tel environnement, l'activité de l'eau est plus faible et la matière organique est moins active, le fer est moins lessivé que sous forêt, et l'hématite est stable par rapport à la goethite.

Finalement, ce sont les variations climatiques du sec vers l'humide, au cours de la migration de la plaque africaine du Sud au Nord (TARDY et al., 1988a) qui provoquent des changements dans le régime hydrique des profils d'altération latéritique. Cela se traduit par des variations de l'activité de l'eau, l'installation ou la disparition du creux hydrique, et des variations du potentiel d'oxydo-réduction qui induisent des transformations minéralogiques et géochimiques, et la mise en place de nouvelles microstructures et structures pédologiques. Au total, un nouveau paysage s'installe en équilibre avec les nouvelles conditions climatiques. Ainsi, en poussant plus loin vers le Sud ou vers l'humide, aux formes anciennes des plateaux tabulaires cuirassés se substituent des reliefs plus jeunes de collines en "demi-orange" non cuirassés qui renferment souvent les reliques des anciennes cuirasses en voie de démantèlement (NOVIKOFF, 1974).

CHAPITRE. 7

CARTOGRAPHIE GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE

CHAPITRE. 7 - CARTOGRAPHIE MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE

I - INTRODUCTION

Une zone cuirassée de 260 km² englobant trois toposéquences de puits décrits dans les chapitres précédents a été cartographiée du point de vue de la distribution des faciès pétrographiques de cuirasses, de leur minéralogie et de leur géochimie. Une telle démarche a déjà été suivie ailleurs (MAZALTARIM, 1989 ; ROQUIN et al., 1989 ; FREYSSINET, 1990 ; BOEGLIN, 1990). L'objectif principal est généralement de trouver des voies de prospection géochimique visant à déceler des concentrations métallifères sous la couverture latéritique souvent très épaisse.

Cependant, compte tenu du contexte métallogénique peu favorable de notre zone d'étude (MESTRAUD, 1982) et de nos objectifs fondamentaux, on a entrepris une telle étude dans le but d'étendre au paysage tout entier, voire à la région, les observations et les résultats acquis à l'échelle des puits. On espère ainsi mettre en évidence les relations entre les grands ensembles cuirassés et les paramètres physiographiques du paysage (roche mère, réseau hydrographique, relief, pentes des versants, indice de végétation, surface et géométrie des zones endoréiques...).

240 échantillons furent collectés sur la zone d'étude, et analysés par spectrophotométrie d'émission à l'aide d'une torche à plasma (ICP) au Laboratoire de Géochimie de Strasbourg (SAMUEL et al., 1985). On a analysé les mêmes éléments (majeurs et trace) et les mêmes minéraux que lors de l'étude des puits.

II - DISTRIBUTION SPATIALE DES CUIRASSES

L'étude préliminaire a porté sur une reconstitution du paysage et de sa morphologie à partir de la couverture aérienne à 1/50 000, qui a débouché finalement sur la carte présentée figure 104, et sur laquelle sont figurés les principaux faciès de cuirasse déjà décrits dans les puits : massif ou paranodulaire, nodulaire ou protopisolithique et vermiciforme.

Quatre grandes catégories d'échantillons de cuirasses ont été distinguées par des observations à l'échelle macroscopique, conformément à la nature des matériaux échantillonnés et à leur situation géomorphologique :

(1) 65 échantillons de cuirasse ferrugineuse à faciès massif ou paranodulaire, développée sur les haut-plateaux ;

(2) 70 échantillons de cuirasse ferrugineuse à faciès nodulaire ou protopisolithique dominant, développée sur les versants ;

(3) 85 échantillons de cuirasse ferrugineuse nodulaire ou protopisolithique affleurante sur les bas-plateaux ;

(4) 30 échantillons de cuirasse ferrugineuse à faciès vermiciforme affleurant sur les bas-plateaux.

La fréquence de distribution des cuirasses est présentée dans la figure 105.

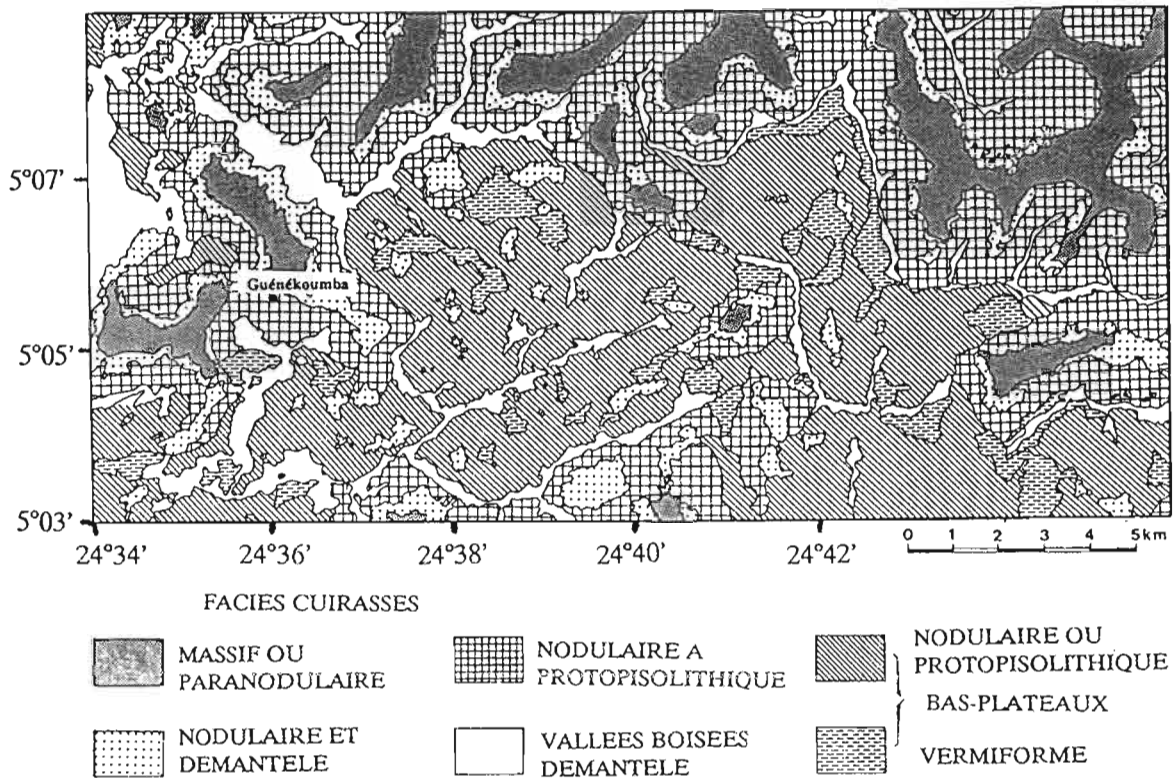


Figure. 104 - Distribution des faciès pétrographiques de cuirasses selon la topographie

Les faciès nodulaires ou protopisolithiques constituent la majorité des cuirasses échantillonnées.

Les versants boisés n'ont pas été échantillonnés à cause du démantèlement des cuirasses.

Le faciès massif est le mieux représenté sur les haut-plateaux. Les faciès nodulaires ou protopisolithiques dominent sur les versants et les bas-plateaux. Le faciès vermiculaire n'apparaît que sur les bas-plateaux. Cependant, on a vu dans les chapitres précédents qu'il était bien développé dans les profils d'altération des bas-versants.

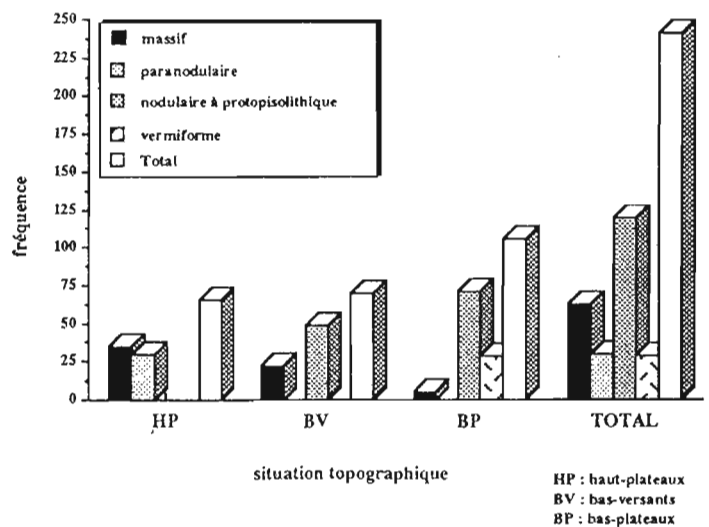


Figure. 105 - Fréquence de distribution des faciès de cuirasses ferrugineuses échantillonnées selon leur position topographique.

Il semble par conséquent que les bas-plateaux aient été plus érodés que les autres éléments du paysage, les processus d'érosion permettant dans ce cas aux faciès vermiculaires moins évolués d'affleurer aux endroits où l'érosion s'est faite le plus sentir (TARDY et al., 1989).

III - DIFFERENCIATION MINÉRALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES SELON LA TOPOGRAPHIE

Les cuirasses échantillonnées ont été analysées par diffraction des RX et ICP. La composition chimique et minéralogique moyenne des cuirasses en fonction de leur position topographique figurent dans le tableau XLII. Les analyses brutes sont réunies le tableau 84 en annexe.

A - DIFFERENCIAION MINÉRALOGIQUE DES CUIRASSES

Les cuirasses se différencient minéralogiquement selon la topographie. Trois groupes de cuirasses sont distingués dans le diagramme triangulaire kaolinite - (goethite + gibbsite) - hématite (fig. 106).

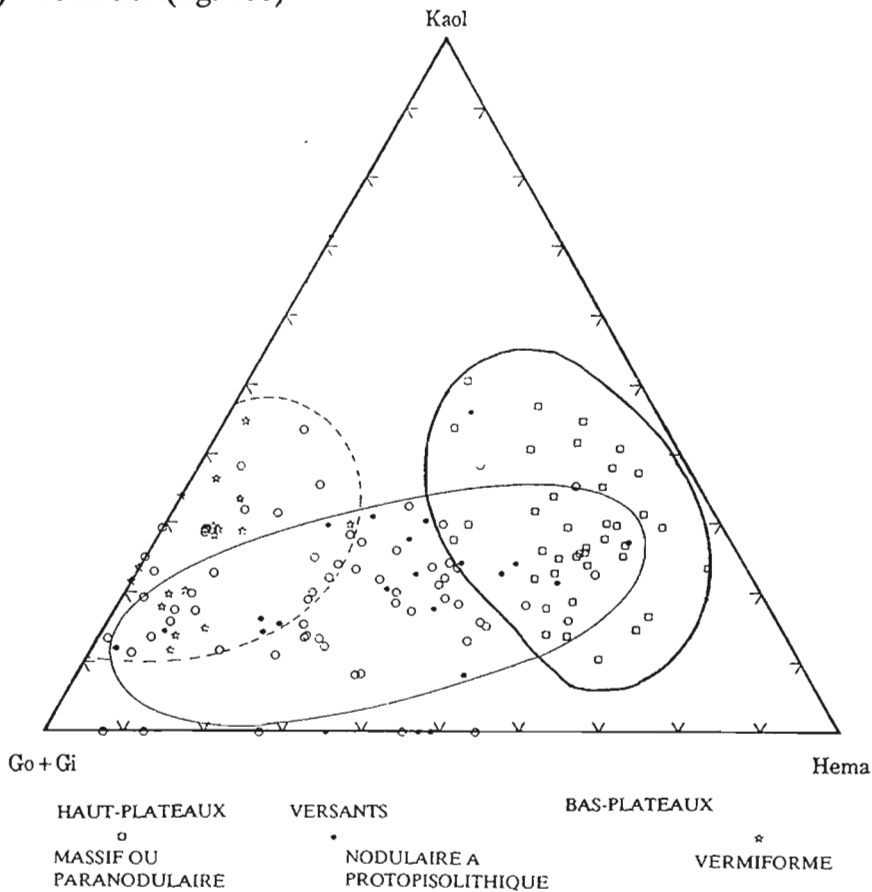


Figure. 106 - Evolution de la composition minéralogique des cuirasses ferrugineuses en fonction de leur situation topographique (Kaol : kaolinite ; Hema : hématite ; Go + Gi : goethite + gibbsite).

(1) Le premier groupe (I) rassemble toutes les cuirasses des haut-plateaux à faciès massif ou paranodulaire. En moyenne, elles sont les plus riches en hématite et en kaolinite et les moins riches en goethite (tabl. XLII).

(2) Le second groupe (II) réunit les cuirasses à faciès nodulaire ou protopisolitique des versants et surtout des bas-plateaux, plus riches en goethite et en gibbsite. Elles sont en revanche moins hématitiques que les cuirasses des haut-plateaux, et contiennent un peu de quartz. Par ailleurs ce sont les moins kaolinitiques. Dans l'ensemble, leur domaine recoupe une partie du domaine des deux autres groupes (fig. 106)

TABLEAU. XLII - Composition chimique et minéralogique moyenne des cuirasses ferrugineuses du haut-Mbomou, en fonction de leur situation dans le paysage (n : nombre d'échantillons analysés ; HP: haut-plateaux ; BV : bas-versants ; BP : bas-plateaux ; m : moyenne ; s : écart type).

site	HP		BV		BP		TOTALITE	
n	60		70		100		230	
	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	13,51	3,61	11,07	2,91	12,07	3,95	12,15	3,68
Al ₂ O ₃	16,03	2,45	16,91	3,14	17,43	2,91	16,92	2,87
Fe ₂ O ₃	59,13	6	58,84	4,96	56,54	6,22	57,88	5,92
TiO ₂	1,67	0,33	1,39	0,34	1,39	0,34	1,46	0,36
P ₂ O ₅	0,39	0,14	0,47	0,15	0,4	0,14	0,42	0,15
PF	8,92	1,3	11,02	1,81	11,71	1,42	10,77	1,89
Total	99,65		99,74		99,58		99,64	
quartz	0		5	7	3,5	4	3	4,5
kaolinite	29	10	20	10,5	21	9	23	10
hématite	51	10	34	14	21	15,5	32	19
goethite	14	6	29	19	44	18	33	21
gibbsite	5	4,5	12	12	10	9	8,5	9
RHG	78	9	57	25	34	24,5	51	29
RKGi	86	13	64	27	70	26	74	24
Sr	42	41	20	23	12	13	23	29
Ba	37	30	73	208	48	115	52	138
V	1419	364	1356	338	1275	315	1337	339
Mn	216	137	587	1021	526	951	436	856
Ni	41	8	64	38	59	31	56	30
Co	14	5	24	15,5	18	12	19	12
Cr	439	229	440	231	529	223	479	230
Zn	55	20	79	54	86	44	75	44
Cu	98	38	238	247	345	236	245	228
Sc	47	12	51	18	63,5	19,5	55	19
Y	9	3	12	6	12	4	11	5
Zr	305	68	277	80	283	89	287	81
La	41	28	25	27	26	62	29	46
Ce	62	41	93	146	110	152	93	132
Yb	1,5	0,5	2	1	1,7	1	1,7	0,9
Nb	17	4	16	4	17	5	17	5

(3) Le troisième groupe (III) correspond uniquement aux cuirasses à faciès vermiculaire. ce sont les cuirasses les plus riches en goethite et les moins ferrugineuses (tabl. XLII). Par opposition aux cuirasses massives des haut-plateaux, ce sont les moins hématitiques, mais elles sont aussi riches en kaolinite.

Les cuirasses à faciès nodulaire ou protopisolithique des versants présentent un faciès minéralogique intermédiaire entre les deux autres groupes (fig. 106). En moyenne, ce sont les plus riches en gibbsite (tabl. XLII).

On a vu dans les chapitres précédents que les profils d'altération cuirassés évoluaient selon deux modes de ferruginisation : aggradation hématitique (paranodulaire et massif), ou goethitique (vermiforme), et dégradation (protopisolithique), caractérisée par la formation de goethite secondaire. On retrouve ici cette dualité à l'échelle régionale dans les cuirasses échantillonnées en surface. La goethite est anticorrélée à l'hématite pour l'ensemble de l'échantillonnage (fig. 107).

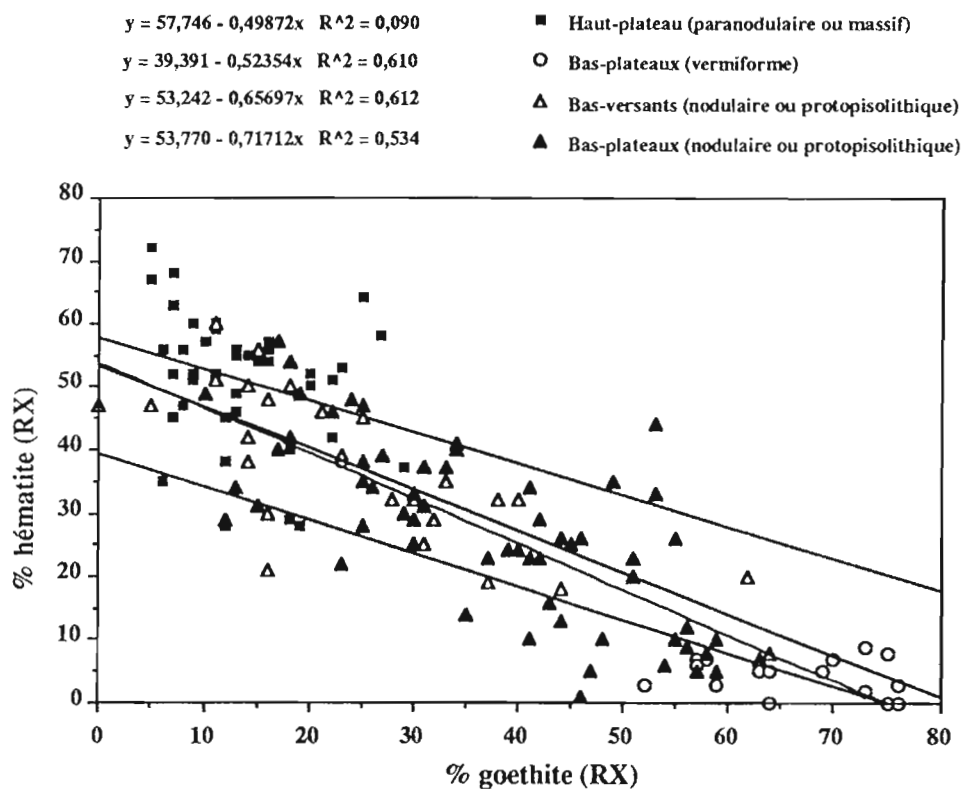


Figure. 107 - Comportement des cuirasses ferrugineuses vis à vis des deux modes de ferruginisation, hématitique et goethitique, et selon leur position topographique.

Les cuirasses de haut-plateaux à faciès massif ou paranodulaire riches en hématite sont clairement opposées aux cuirasses de bas-plateaux à faciès vermiforme riches en goethite. Toutes dérivent de processus d'aggradation, mais se sont développées dans des environnements morphopédoclimatiques différents, responsables de leur différenciation minéralogique. Cependant, la dualité entre l'hématite et la goethite est très mal exprimée pour les cuirasses de haut-plateaux ($r = 0,09$) (fig. 107). En revanche, les cuirasses vermiformes de bas-plateaux montrent une meilleure corrélation entre goethite et hématite (fig. 107), marquant de fait, l'antagonisme entre milieu hydromorphe favorable au développement de la goethite par rapport à l'hématite, et milieu plus oxydant provoquant l'inverse.

De leur côté, les cuirasses à faciès nodulaire ou protopisolithique sont mal différenciées. Leur composition minéralogique s'étale entre les deux pôles hématite et goethite (fig. 107). Toutes dérivent de processus de dégradation des faciès hématitiques, et

les droites de régression obtenues pour chacune des catégories de cuirasses nodulaires ou protopisolithique illustre bien l'opposition entre la goethite et l'hématite (fig. 107).

Parmi toutes les cuirasses échantillonnées certaines présentent des traces de boehmite. 15 cuirasses sont dans ce cas. Elles se distribuent sur les bas plateaux (9 échantillons), sur les versants (3 échantillons) et sur les haut-plateaux (3 échantillons).

La figure 108a montre que le rapport RBGi suit la même évolution que le rapport RKGi.

Les cuirasses prélevées sur les haut-plateaux, qui sont par ailleurs les plus riches en hématite et en kaolinite (fig. 108a) apparaissent relativement plus boehmitiques que gibbsitiques. En revanche, on observe l'inverse sur les bas-versants, où les cuirasses renfermant des traces de boehmite sont les plus gibbsitiques. Sur les bas-plateaux, les rapport RHG et RBGi sont du même ordre de grandeur.

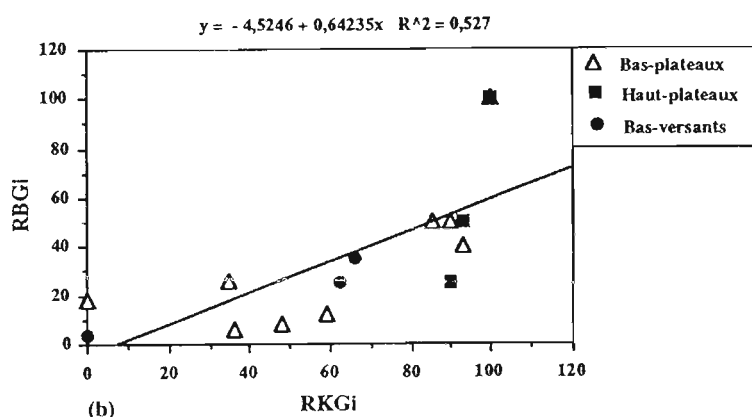
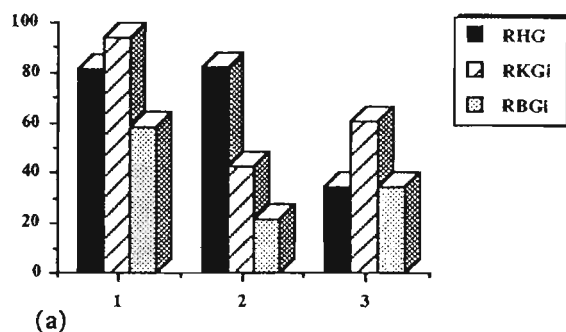


Figure. 108 - Evolution minéralogique des cuirasses renfermant de la boehmite, en fonction de leur situation dans le paysage.

Enfin, la relation entre hématite et goethite reste valable pour cette catégorie de cuirasses (fig. 107 et 109).

B - VARIATIONS GEOCHIMIQUES PONDEREES A LA MOYENNE DE L'ENSEMBLE

A la suite d'une étude antérieure (ROQUIN et al., 1989), la distribution statistique des éléments chimiques et des minéraux dans les quatre grandes catégories d'échantillons, a été caractérisée par deux paramètres, la moyenne et l'écart type. Le bruit de fond géochimique régional est assimilé à la composition moyenne de l'ensemble des échantillons toutes catégories confondues, alors que l'écart type indique ses variations. Chaque catégorie est comparée éléments par éléments à la moyenne générale. On mesure ainsi pour chaque élément, l'écart normé à la moyenne de l'ensemble, ce qui permet de faire des regroupements par affinité géochimique et de les classer suivant les quatre catégories.

On définit ainsi un indice de différenciation D_i , calculé par l'équation :

$$D_i = 100 * (m_i - m_t) / st$$

m_i : moyenne de l'élément considéré dans une catégorie donnée

m_t : moyenne générale de l'ensemble des échantillons

st : écart type de l'élément considéré dans l'échantillonnage général

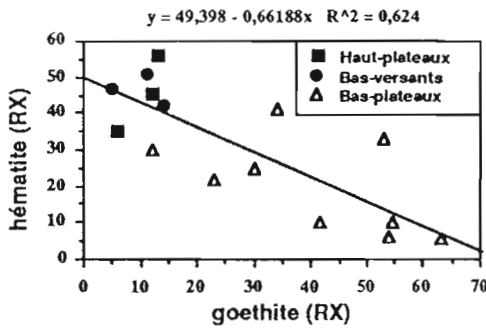


Figure. 109 - Evolution des cuirasses contenant de la boehmite dans le système hématite-goéthite.

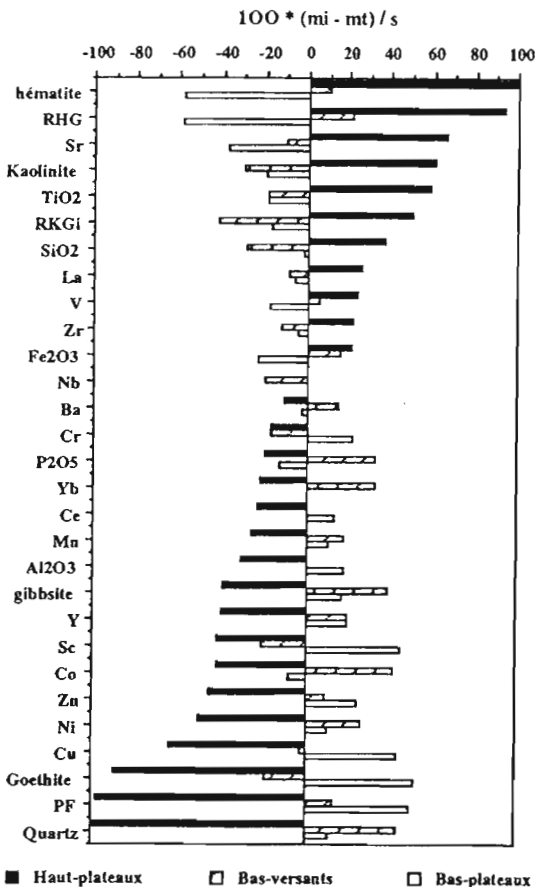


Figure. 110 - Différenciations géochimiques des cuirasses selon leur situation topographique (mi : moyenne d'un élément donné pour chaque catégorie ; mt : moyenne de l'élément pour l'ensemble des échantillons ; s : écart type pour l'ensemble des échantillons).

Cet indice fait clairement ressortir les différences géochimiques entre les catégories (fig. 110). Les éléments chimiques et minéraux sont hiérarchisés sur la figure d'après les écarts normés à la moyenne des constituants des cuirasses de haut-plateaux. Conformément à leur mode de différenciation dans chaque catégorie de cuirasses, trois groupes d'éléments chimiques et de minéraux sont discriminés par cette analyse.

(1) Les éléments du groupe I sont l'hématite (He), le rapport $100 * \text{hématite} / (\text{hématite} + \text{goéthite})$ (RHG), Sr, kaolinite, TiO_2 , RKGi, SiO_2 , La, V, Zr, Fe_2O_3 et Nb dont les teneurs diminuent des cuirasses de haut-plateau où elles sont les plus fortes aux cuirasses des bas-versants et des bas-plateaux où elles sont les plus faibles.

Les éléments des deux autres groupes sont mélangés sur la figure. Cependant, il est possible de les attribuer à des faciès différents selon leur écarts à la moyenne.

(2) Le groupe IIA rassemble Ba, P_2O_5 , Yb, Mn, gibbsite, Y, Co, Ni et quartz. Il diffère du précédent parce qu'il contient les éléments qui présentent des teneurs maximales dans les cuirasses des bas-versants.

(3) Pour les éléments du groupe IIB : Cr, Ce, Al_2O_3 , Sc, Zn, Cu, goéthite et PF (H_2O), les plus fortes teneurs sont enregistrées dans les cuirasses des bas-plateaux. L'opposition est nette entre les cuirasses des haut-plateaux et celles des bas-plateaux. Les cuirasses des versants constituent en revanche, des termes de passage, puisqu'elles présentent une composition chimique intermédiaire entre les deux groupes précédents (tabl. XLII et fig. 110).

D'une manière générale, les cuirasses des haut-plateaux se différencient bien des cuirasses situées ailleurs dans le paysage (fig. 110). Ce sont elles qui présentent les plus grands écarts à la moyenne générale centrée sur la figure 110 ($100 * (\text{mi} - \text{mt}) / \text{st} = 0$). En revanche, l'ensemble composé des cuirasses de versants et de bas-plateaux présente des écarts plus faibles à la moyenne générale.

C - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES MASSIVES SELON LEUR SITUATION TOPOGRAPHIQUE

On ne s'intéresse ici qu'à la différenciation géochimique des cuirasses massives selon leur position topographique. Les faciès massifs ont été échantillonnés essentiellement sur les haut-plateaux et les bas-versants. Leur composition chimique et minéralogique moyenne figure dans le tableau XLIII. La composition géochimique moyenne de chaque lot de cuirasses prélevées sur les haut-plateaux ou les bas-versants est comparée à la moyenne de l'ensemble par un indice de différenciation Di calculé comme dans le paragraphe précédent :

$$Di = 100 * (mi - m) / s$$

mi : moyenne de l'élément considéré dans une catégorie (haut-plateaux ou bas-versants)

m : moyenne de l'élément dans l'ensemble de l'échantillonnage

s : écart type de l'élément pour l'ensemble de l'échantillonnage

Les éléments chimiques et minéraux sont classés cette fois-ci dans l'ordre croissant des écarts à la moyenne obtenus pour les cuirasses massives des hauts-plateaux (fig. 111). La figure discrimine ainsi trois groupes d'éléments et de minéraux.

Le premier groupe rassemble La, RKGi, hématite, Sr, kaolinite, RHG, SiO₂, Ba, V, TiO₂, Fe₂O₃ et Zr qui caractérisent bien les cuirasses massives des haut-plateaux et présentent des teneurs supérieures à celles enregistrées dans les cuirasses de bas-versants (fig. 111 et tabl. XLIII).

Le second groupe est composé de P₂O₅ et Nb qui présentent des teneurs moyennes équivalentes dans les deux catégories, haut-plateaux et bas-versants, et qui sont par ailleurs égales à celles de l'ensemble de l'échantillonnage (fig. 111).

Le troisième groupe rassemble les autres éléments et minéraux exhibant des teneurs plus fortes dans les cuirasses massives des bas-versants : Ce, Cr, Sc, Al₂O₃, Yb, goethite, Mn, Y, Zn, Co, Cu, Ni, gibbsite, PF (H₂O) et quartz.

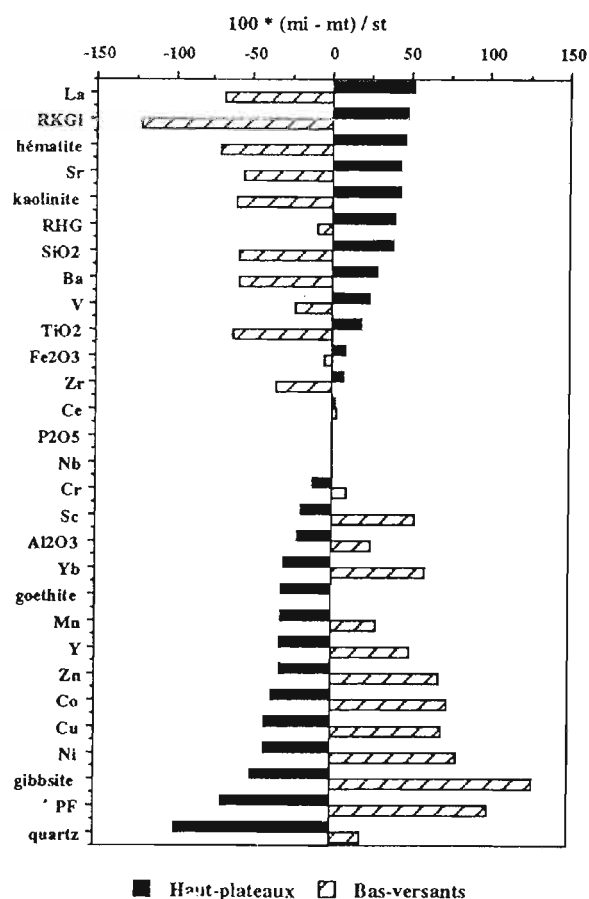


Figure. 111 - Différenciations géochimiques des cuirasses massives selon leur situation topographique (mi : moyenne d'un élément donné pour chaque catégorie ; mt : moyenne de l'élément pour l'ensemble des échantillons massifs ; s : écart type pour l'ensemble des échantillons massifs).

TABLEAU. XLIII - Composition chimique et minéralogique moyenne de chaque faciès de cuirasse selon la position topographique (n: nombre d'échantillons ; HP : haut-plateau ; BV : bas-versants ; BP : bas-plateaux ; M : massif ; PN : paranodulaire ; NP : nodulaire à protopisolithique ; V : vermiforme ; m : moyenne ; s : écart type).

site	HP				BV				BP			
faciès	M		PN		M		NP		NP		V	
n	31		29		17		53		64		30	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	15,2	3,4	11,7	2,9	11,3	3,8	11	2,1	10,6	3,3	15,2	3,4
Al ₂ O ₃	16,3	2,8	15,8	2	17,9	3,8	16,6	2,9	17,2	2,4	17,7	3
Fe ₂ O ₃	57,2	6,3	61,2	4,9	56,4	5,7	59,6	4,5	58,4	4,9	52,6	6,7
TiO ₂	1,7	0,3	1,6	0,3	1,4	0,4	1,4	0,3	1,3	0,3	1,4	0,4
P ₂ O ₅	0,4	0,1	0,4	0,1	0,4	0,1	0,5	0,2	0,4	0,1	0,4	0,2
PF(H ₂ O)	8,8	1,5	9	1,1	12,3	1	10,6	1,8	11,4	1,6	12,4	0,7
Total	99,6		99,7		99,7		99,7		99,3		99,7	
quartz	0		1	1	4	1	5	8	3	3	3	2
kaolinite	32	8	27	10,5	20	11,5	20	11	19	8	26	8
hématite	51	11	51	10	31	13,5	34	15	28	13	6	7
goethite	13,5	6,5	14	6	17	15	31	19	37	15	62	11
gibbsite	3	4	6	4	28	19	9	9	12	7,5	2	4
RHG	78,5	10,5	78	8	68	25	55	25	45	20	10	14
RKGi	92	10	81	14	46	32	68	25	61	24	92	12
Sr	54	49	30	24	11	7	23	26	13	16	13	8
Ba	46	36	28	19	16	9	91	237	54	138	38	55
V	1372	423	1468	286	1203	183	1405	363	1325	305	1189	336
Mn	211	163	222	105	313	154	675	1159	612	1132	376	503
Ni	40	7	43	8	84	53	59	30	58	29	60	36
Co	15	5	13	4	24	9	23	17	18	10	19	16
Cr	330	212	555	187	371	174	462	244	609	214	377	159
Zn	52	20	59	20	98	66	73	49	82	41	99	50
Cu	100	43	95	33	385	369	191	172	274	178	510	266
Sc	46	12	47	12	57	17	49	18	62	18	71	18
Y	9	3	8	2	14	9	11	5	12	4	13	3
Zr	309	70	299	68	274	86	278	79	282	67	271	117
La	51	32	30	17	14	8	27	30	20	18	41	110
Ce	71	44	53	34	72	97	99	159	127	171	86	116
Yb	1,6	0,5	1,4	0,4	2,5	1,6	1,8	0,7	1,4	1	2,1	1
Nb	16	4	17	4	16	5	16	5	17	5	16	5

D'une manière générale ce sont les cuirasses massives de haut-plateau qui décrivent le mieux l'ensemble de l'échantillonnage, puisque le mode de distribution de leurs

éléments apparaît plus régulier que celui des cuirasses de bas-versants (fig. 111).

D - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES NODULAIRES A PROTOPISOLITHIQUES SELON LEUR SITUATION TOPOGRAPHIQUE

Comme pour les cuirasses à faciès massif, celles présentant un faciès nodulaire à protopisolithique ont également été différenciées selon leur situation dans le paysage (bas-versants ou bas-plateaux). Les compositions géochimiques moyennes figurent dans le tableau XLIII.

Conformément aux cas précédents, la figure 112 discrimine les éléments et les minéraux selon leur teneur moyenne dans l'une des deux catégories, bas-versants ou bas-plateaux. Les éléments sont classés dans ce cas selon les écarts normés à la moyenne dans l'ensemble de l'échantillonnage, des constituants chimiques et minéralogiques des cuirasses situés sur les bas-versants.

Les cuirasses nodulaires à protopisolithiques des bas-versants apparaissent ainsi plus riches en P_2O_5 , RHG, hématite, Sr, Yb, Co, RKGi, quartz, La, Fe_2O_3 , V, Ba, TiO_2 , SiO_2 , kaolinite, Mn, et Ni que celles des bas-plateaux. En revanche, ces dernières sont en moyenne plus riches en Zr, Ce, Zn, Al_2O_3 , Nb, Y, goethite, Cu, PF, gibbsite, Cr et Sc (fig. 112).

Les cuirasses des bas-plateaux présentent un mode de distribution des éléments moins contrasté par rapport à la moyenne de l'ensemble de l'échantillonnage des cuirasses à faciès nodulaire à protopisolithique.

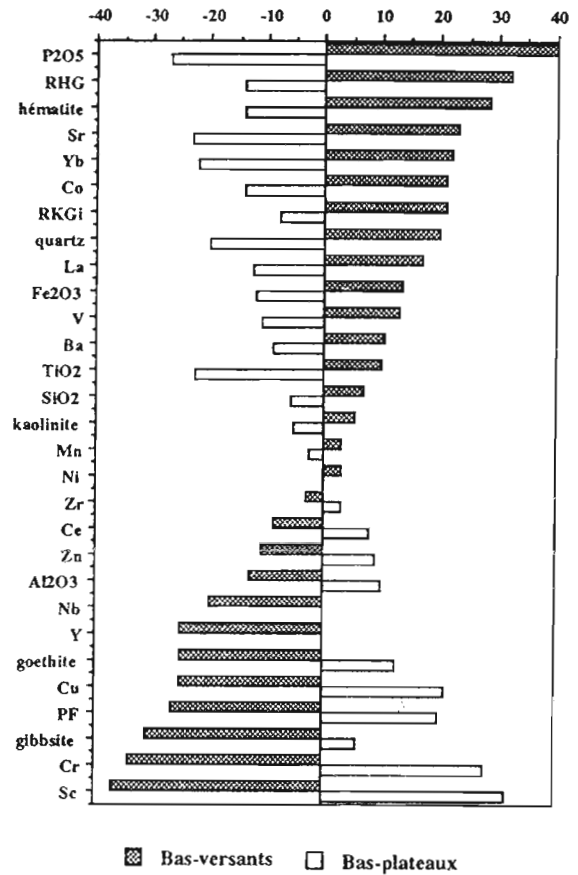


Figure. 112 - Différenciations géochimiques des cuirasses nodulaires à protopisolithiques selon leur situation topographique (mi : moyenne d'un élément donné pour chaque catégorie ; mt : moyenne de l'élément pour l'ensemble des échantillons nodulaires à protopisolithiques ; s : écart type pour l'ensemble des échantillons nodulaires à protopisolithiques).

IV - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES SELON LEUR FACIES PETROGRAPHIQUE

L'étude pétrographique et pétrologique des profils cuirassés organisés en séquence, a permis de classer les cuirasses selon quatre faciès que l'on retrouve à l'affleurement dans toutes les parties du paysage : massif, paranodulaire sur les hauts-plateaux, nodulaire à protopisolithique sur les bas-versants et les bas-plateaux et vermiculaire, uniquement sur les bas-plateaux.

Par ailleurs, on a différencié des cuirasses renfermant de la boehmite, se présentant sous divers faciès pétrographique.

Les compositions moyennes des faciès de cuirasse figurent dans le tableau XLIV et la figure. 113.

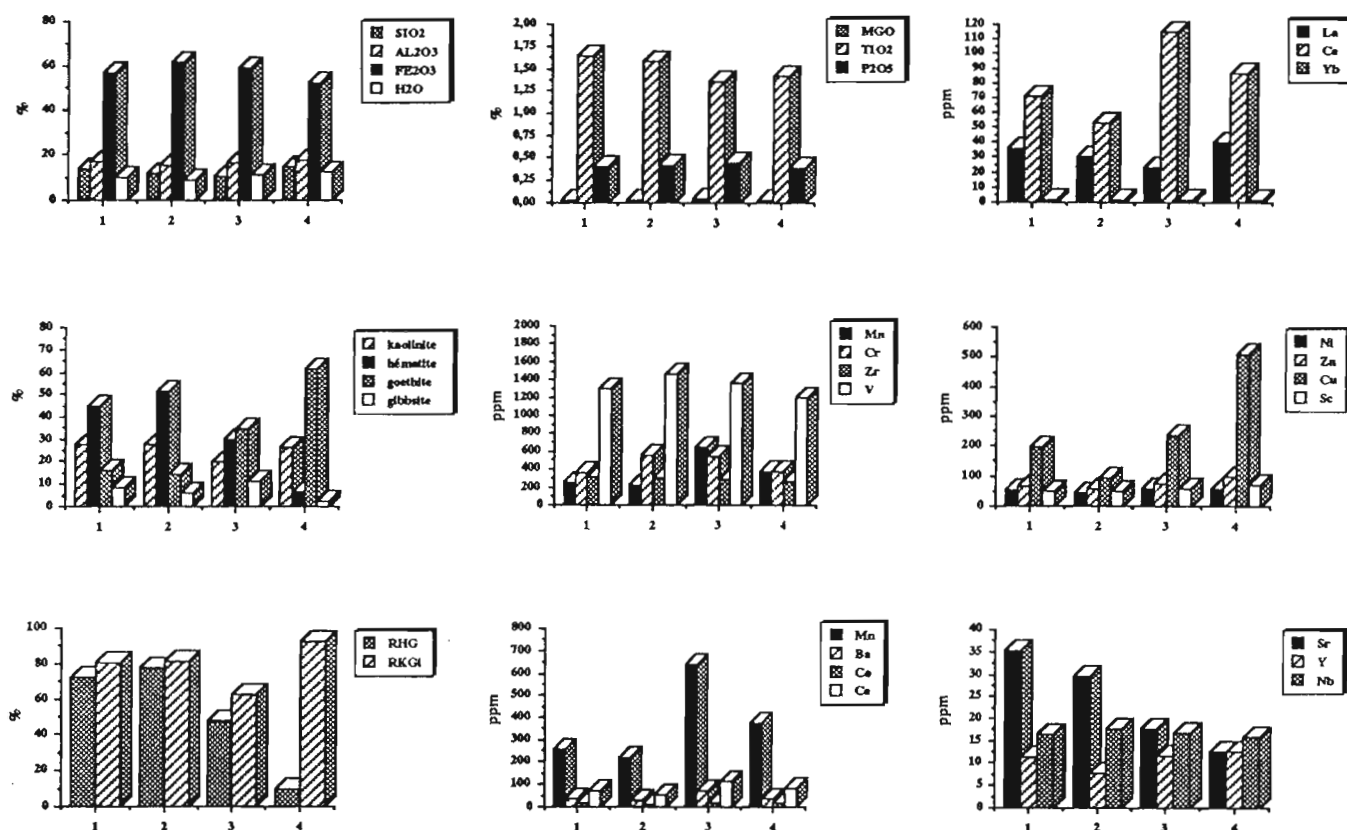


Figure. 113 - Evolutions minéralogiques et géochimiques moyennes des faciès de cuirasses (1 : massif ; 2 : paranodulaire ; 3 : nodulaire à protopisolithique ; 4 : vermiforme).

Le type d'analyse utilisée précédemment permet de différencier les quatre faciès de cuirasses, en fonction du comportement des éléments chimiques et minéraux hiérarchisés dans la figure 114, à partir des écarts normés à la moyenne des éléments du faciès paranodulaire, classés par ordre croissant.

Dans les cuirasses paranodulaires, on enregistre des écarts positifs pour l'hématite, RHG, Fe₂O₃, kaolinite, V, Cr, TiO₂, RKGi, Sr, Zr et La. Néanmoins, les cuirasses n'apparaissent plus riches qu'en hématite, RHG, Fe₂O₃, kaolinite, V, et Cr (fig. 114).

Les cuirasses massives sont les plus riches en TiO₂, Sr, Zr, et Co à égalité avec les cuirasses nodulaires ou protopisolithiques. Par ailleurs, elles présentent des teneurs en kaolinite comparables à celles enregistrées dans les cuirasses paranodulaires.

Dans les cuirasses nodulaires à protopisolithiques on enregistre les plus fortes teneurs en P₂O₅, Ba, Mn, gibbsite, Ce et quartz.

Enfin, les cuirasses vermiformes présentent le rapport RKGi le plus fort, parce qu'elles sont dépourvues de gibbsite. Elles sont également les plus enrichies en La, SiO₂, Yb, Zn, Al₂O₃, Sc, Ni, Y, Cu, goéthite et PF (H₂O).

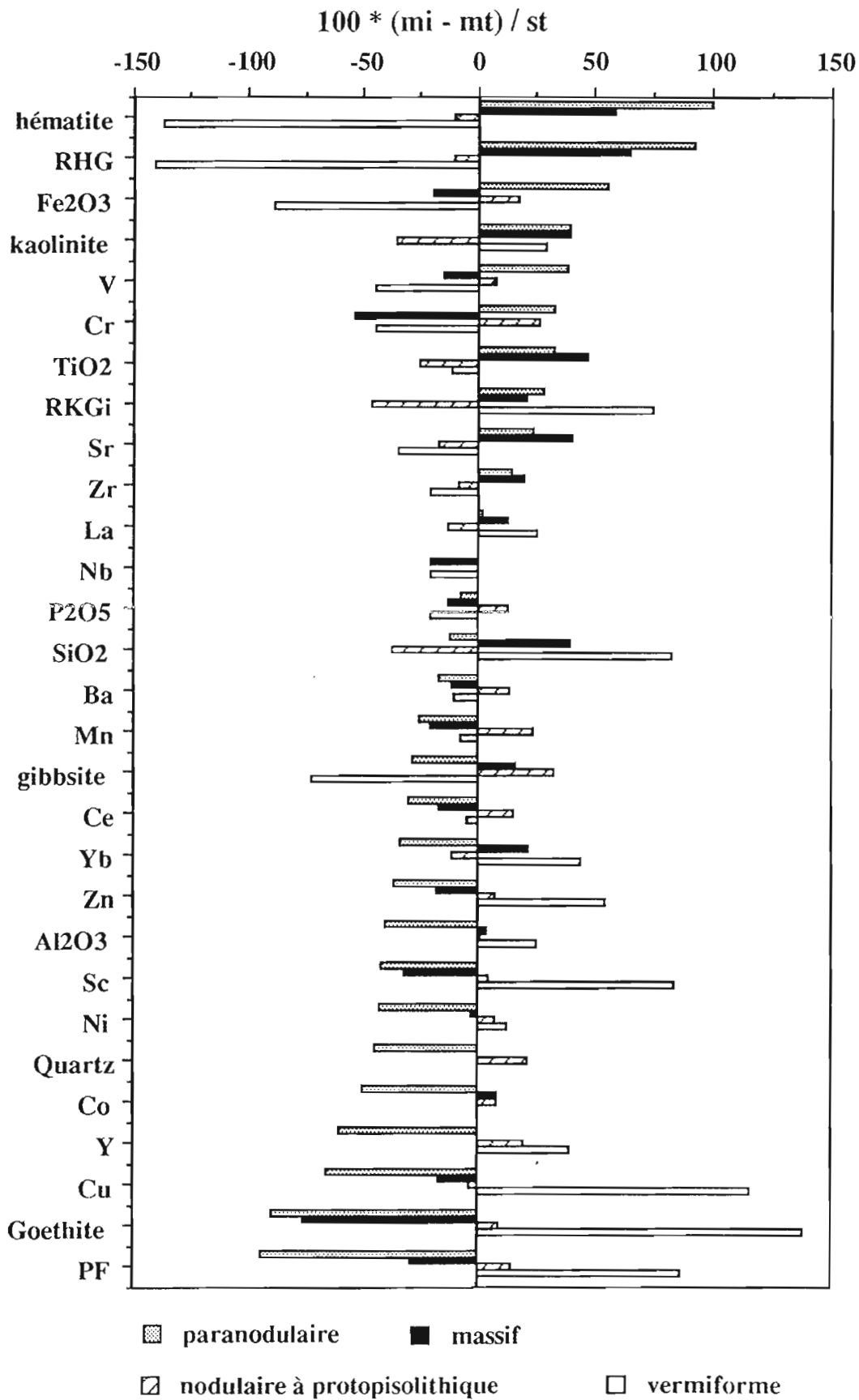


Figure. 114 - Différenciations géochimiques des faciès de cuirasses, (mi : moyenne d'un élément donné pour chaque faciès ; mt : moyenne de l'élément pour l'ensemble des échantillons tous faciès confondus ; s : écart type pour l'ensemble des échantillons tous faciès confondus).

TABLEAU. XLIV - Composition chimique et minéralogique moyenne des cuirasses selon leur faciès pétrographique (n : nombre ; m : moyenne ; s : écart type ; M : massif ; PN : paranodulaire ; NP : nodulaire protopisolithique ; V : vermiforme).

site	M		PN		NP		V	
n	55		29		116		30	
	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	13,63	3,98	11,71	2,9	10,79	3,01	15,22	3,41
Al ₂ O ₃	17,04	3,45	15,77	2,05	16,94	2,64	17,66	3,05
Fe ₂ O ₃	56,72	6,29	61,21	4,93	58,96	4,71	52,62	6,68
TiO ₂	1,63	0,37	1,58	0,32	1,37	0,31	1,42	0,32
P ₂ O ₅	0,4	0,14	0,41	0,13	0,44	0,15	0,39	0,19
PF	10,23	2,08	9	1,11	11,06	1,73	12,42	0,68
Total	99,65		99,68		99,56		99,73	
quartz	3	5	1	1	4	5	3	2
kaolinite	27	11,5	27	10,5	19,5	9	26	8
hématite	53	17	51	10	30	14	6	7
goethite	17	11	14	6	35	16	62	11
gibbsite	10	14	6	4	11,5	8	2	4
RHG	70	21	78	8	48	22	10	14
RKGi	79	27	81	14	63	24	92	12
Sr	35	43	30	24	18	22	13	8
Ba	36	43	28	19	71	189	38	55
V	1286	359	1468	286	1361	333	1189	336
Mn	264	167	222	105	640	1140	376	503
Ni	55	36	43	8	58	29	60	36
Co	18	8	13	4	20	14	19	16
Cr	354	196	555	187	542	238	377	159
Zn	67	45	59	20	78	45	99	50
Cu	207	252	95	33	236	179	510	266
Sc	49	15	47	12	56	19	71	18
Y	11	6	8	2	12	4	13	3
Zr	303	82	299	68	280	72	271	117
La	35	31	30	17	23	24	41	110
Ce	70	65	53	34	114	166	86	116
Yb	1,9	1	1,4	0,4	1,6	0,9	2,1	1
Nb	16	5	17	4	17	5	16	5

Par ailleurs, la composition géochimique moyenne des cuirasses renfermant des traces de boehmite (1 à 9 %) est donnée dans le tableau XLV.

Ces cuirasses ont été comparées (selon le même modèle que précédemment) à la moyenne de l'ensemble des échantillons (fig. 115), et aux différentes catégories de cui-

rasses classées selon leur situation topographique : haut-plateaux, bas-versants et bas-plateaux. Les éléments ont été classés dans la figure 115, selon l'ordre croissant des écarts normés à la moyenne des constituants géochimiques des cuirasses à boehmite.

TABLEAU. XLV - Composition chimique et minéralogique moyenne des cuirasses renfermant des traces de boehmite (m : moyenne ; s : écart type).

	m	s
SiO ₂	11,81	4,4
Al ₂ O ₃	19,22	3,9
Fe ₂ O ₃	55,12	6,8
TiO ₂	1,51	0,3
P ₂ O ₅	0,41	0,14
PF	11,1	3,6
Total	99,17	
Quartz	3	3
Kaolinite	23	14
Hématite	31	17
Goethite	28	20
Gibbsite	12	12
Boehmite	3	2
RHG	54	30
RKGi	64	34
RBGi	37	30
Sr	13	9
Ba	32	57
V	1175	212
Mn	401	575
Ni	63	50
Co	20	23
Cr	402	192
Zn	67	57
Cu	232	233
Sc	52	21
Y	11	3
Zr	305	91
La	19	11
Ce	66	91
Yb	1,7	1
Nb	18	4

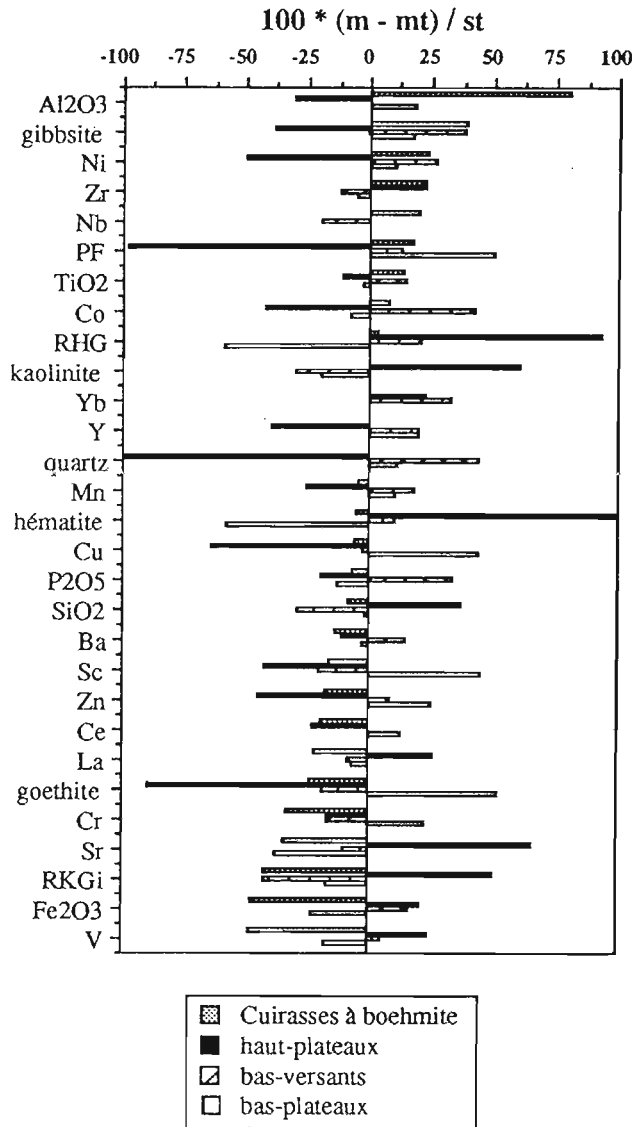


Figure. 115 - Différenciations géochimiques des cuirasses contenant de la boehmite par rapport aux autres catégories (mi : moyenne d'un élément donné pour chaque catégorie ; mt : moyenne de l'élément pour l'ensemble des échantillons ; s : écart type pour l'ensemble des échantillons).

Ces cuirasses présentent des écarts normés à la moyenne positifs pour l'alumine, la gibbsite, Ni, Zr, Nb, PF, TiO₂, Co et RHG (fig. 115). Elles présentent les plus fortes teneurs en alumine, gibbsite, Zr, et Nb, et bien entendu en boehmite, non représentée

dans la figure, puisque les autres cuirasses en sont dépourvues. En revanche, ce sont les moins riches en Fe_2O_3 , Cr et V, éléments qui s'enrichissent généralement lors des processus de ferruginisation les plus intenses.

En ce qui concerne, les trois autres catégories de cuirasses, on retrouve les mêmes tendances géochimiques que dans la figure 110.

Compte tenu du nombre important des cuirasses nodulaires à protopisolithiques et de leur mauvaise différenciation géochimique par rapport aux autres faciès une analyse statistique en composante principale a été appliquée (1) à l'ensemble de l'échantillonnage, (2) à différents lots en fonction de la situation topographique (haut-plateaux, bas-versants ou bas-plateaux) et (3) à différents types de faciès, (massif, paranodulaire, nodulaire ou protopisolithique, vermiforme, et cuirasse à boehmite).

V - ANALYSE STATISTIQUE

Dans toutes les analyses factorielles en composantes principales pratiquées, nous n'avons retenu que les cinq premiers facteurs qui expliquent la totalité de la variance, et qui discriminent les caractères géochimiques majeurs des cuirasses.

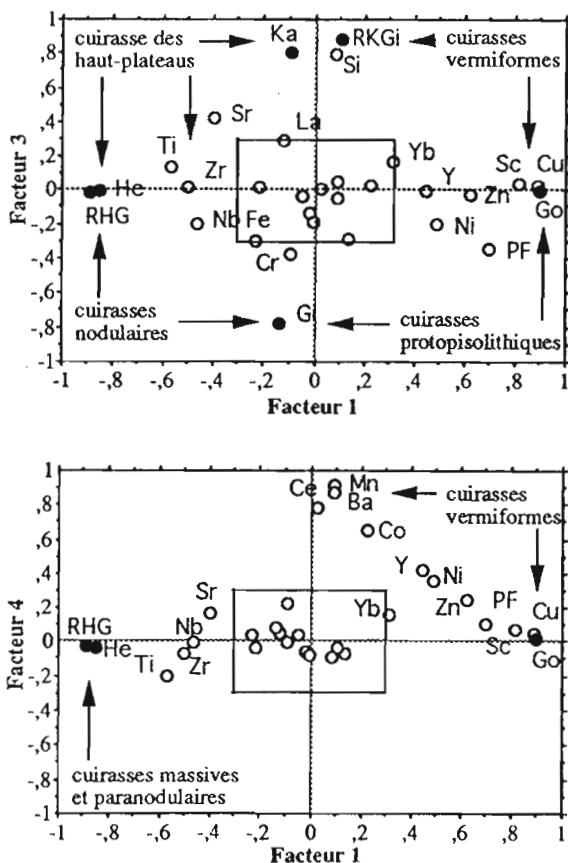


Figure. 116 - Différenciation géochimique des cuirasses par l'analyse en composante principale réalisée sur l'ensemble de l'échantillonnage.

L'analyse statistique en composante principale de l'ensemble de l'échantillonnage permet de mettre en évidence plusieurs groupements d'éléments chimiques et de minéraux caractéristiques d'un faciès de cuirasse, signant l'héritage des roches mères ou les processus géochimiques d'altération (ferruginisation, hématitique et goethitique, kaolinitisation, gibbsitisation).

Le premier facteur (34 % de la variance totale) discrimine deux groupes caractéristiques des processus de ferruginisation antagonistes. La goethite associée à la perte au feu (PF), Ni, Zn, Cu, Y, Sc et Yb, d'une part, est opposée à l'hématite corrélée à RHG, TiO_2 , Sr, Zr et Nb, d'autre part.

Le second facteur (17 %) oppose la ferruginisation hématitique (Fe, hématite) et la gibbsitisation (gibbsite, PF, Si, Al, Zr et Nb). Ce facteur traduit ainsi les changements de conditions, autrefois favorables à la formation de l'hématite, aujourd'hui plus humides, favorisant le développement des minéraux hydratés tels que la gibbsite.

Le troisième facteur (19 %) différencie les faciès de cuirasse riches en kaolinite (kaolinite, SiO_2 , Sr, RKGi) de ceux qui sont riches en gibbsite (gibbsite, Fe, PF, et Cr).

Le second plan factoriel (fig. 116) fait ressortir les oppositions entre les groupes géochimiques mis en évidence précédemment. Il discrimine ainsi les cuirasses à faciès massif et paranodulaire des haut-plateaux des cuirasses à faciès vermiforme des bas-plateaux d'une part, et des cuirasses à faciès nodulaire ou protopisolithique des bas-versants et des bas-plateaux d'autre part.

Le quatrième facteur (17 %) met en évidence les phases supergènes secondaires manganésifères (Mn, Ba, Ni, Co, Y, Ce), développées dans les cuirasses des bas-versants et des bas-plateaux. Cette association géochimique est corrélée au groupe de la goéthite associée aux éléments de transition (fig. 12). Le troisième plan factoriel (fig. 116) traduit par ailleurs les différences géochimiques fondamentales existant entre les haut-plateaux (He, RHG, Ti, Zr, Nb et Sr) et les bas-plateaux (goéthite + phase manganésifère).

Le cinquième facteur (14 %) oppose la phase résiduelle constituée autour du quartz par TiO_2 , P_2O_5 , Co, Y, Nb et Yb et la phase supergène marquée par V et Cr, enrichie lors des processus de cuirassement ferrugineux.

L'analyse en composante principale a également été appliquée sur chaque catégorie (haut-plateaux, bas-versants et bas-plateaux) et sur chaque faciès (massif, paranodulaire, nodulaire à protopisolithique, vermiforme, et cuirasse à boehmite), afin de faire ressortir les ressemblances et les différences géochimiques dues à la position topographique ou à un autre facteur du milieu naturel (héritage de la roche mère, et héritage des climats passés).

A - LES CUIRASSES DE HAUT-PLATEAUX

L'ACP appliquée aux cuirasses de haut-plateaux a permis de différencier les cuirasses massives des cuirasses paranodulaires.

Le premier facteur (24 % de la variance totale) signe la présence de phases supergènes secondaires phosphatées (P_2O_5 , Sr, Ba, Y, La, Ce, et Yb), et manganésifères (Mn, Ni). Ces deux types sont opposées.

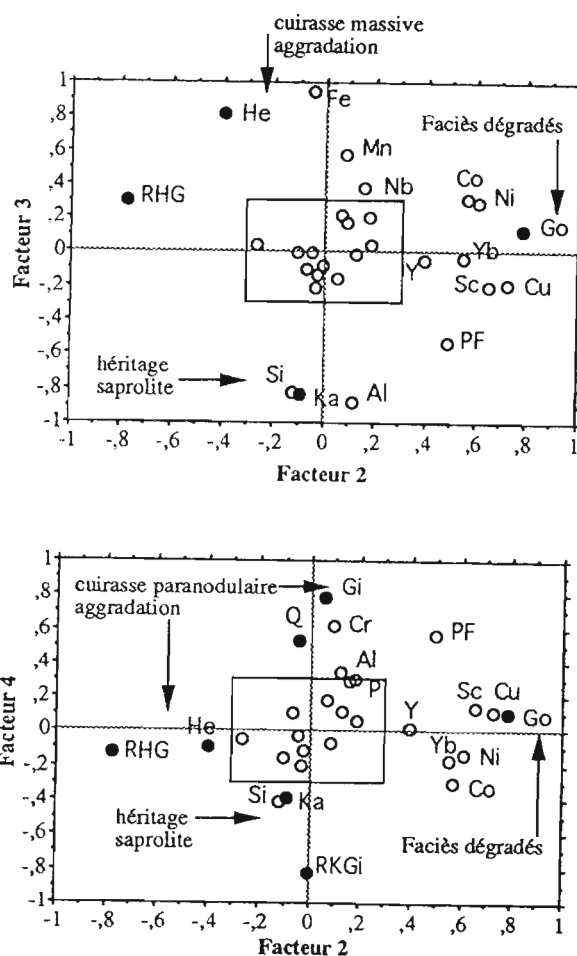


Figure. 117 - Relations géochimiques entre les faciès cuirassés constituant l'échantillonnage des cuirasses de haut-plateau.

Le second facteur (20 %) exprime l'antagonisme entre les deux types de ferruginisation, hématitique (Hématite et RHG), et goéthitique (goéthite, PF, Ni, Co, Cu, Y et Sc). La goéthite est d'ailleurs plutôt opposée à RHG (fig. 117).

Le facteur 3 (26 %) oppose la ferruginisation hématitique (fer, hématite, RHG, Mn, Co et Nb) à la kaolinitisation héritée de la saprolite (Si, Al, kaolinite et PF) (fig. 117).

Le quatrième (16 %), marque l'opposition entre la gibbsite corrélée positivement à Al_2O_3 , P, PF, Cr et au quartz d'une part, et la kaolinite corrélée à SiO_2 et RKGi, d'autre part.

Le sixième plan factoriel (fig. 117), discrimine bien les quatre groupes géochimiques principaux, construits autour des minéraux peu hydratés d'une part (hématite et kaolinite) et des minéraux hydratés d'autre part (goéthite et gibbsite).

L'ACP sur les cuirasses massives fait ressortir sur le facteur 1 (27 % de la variance) une certaine affinité entre le groupe géochimique de la goéthite (goéthite, Cu, P, Sc et Y) et celui de la gibbsite (gibbsite, Al_2O_3 , PF) auxquels s'associe également Zr et le quartz (fig. 118). Les deux plans factoriels discriminent par ailleurs le groupe de l'hématite (hématite, RKGi et RHG) opposé à celui de la goéthite et de la gibbsite, celui de la kaolinite (Kaolinite, SiO_2) opposé à la phase supergène manganésifère (Mn, Ni, Co), et la composante la plus mobile de la phase résiduelle (Ti, Mg et Ba) opposée à V, enrichi lors des processus de ferruginisation.

En revanche, l'ACP pratiquée sur les cuirasses paranodulaires met en évidence l'opposition entre la kaolinite (Si, Al, kaolinite) et l'hématite (hématite, fer) d'une part, et la compétition entre la goéthite (goéthite P et Zn) et la gibbsite (gibbsite et RHG) d'autre part (fig. 118).

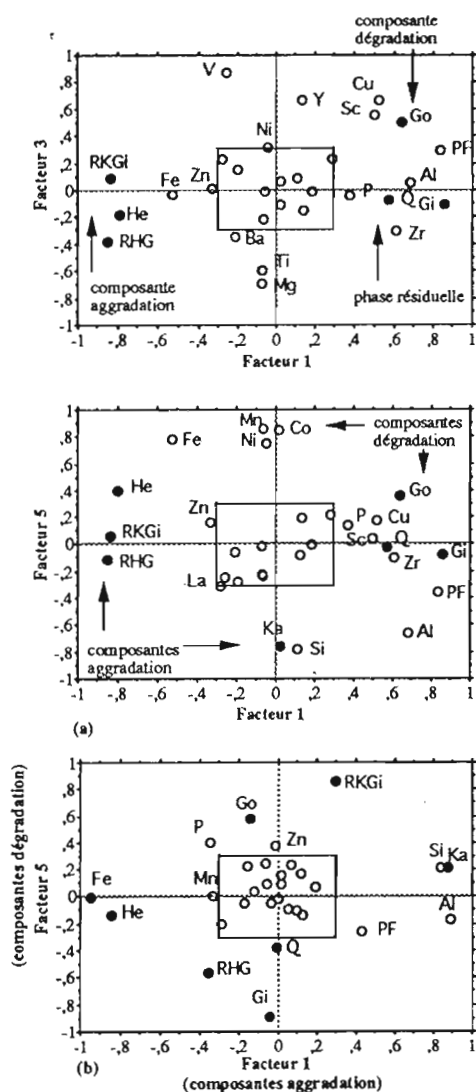


Figure. 118 - Différenciation géochimiques dans les faciès cuirassés de haut-plateau, (a) massif, (b) paranodulaire.

B - LES CUIRASSES DES BAS -VERSANTS

L'analyse en composante principale des données chimiques et minéralogiques des cuirasses de bas-versant fait ressortir très clairement l'antagonisme entre les deux modes de ferruginisation sur le facteur 1 (26 % de la variance totale) (fig. 119). Par ailleurs, le premier plan factoriel décrit également l'opposition entre la kaolinite corrélée positivement à RKGi et à la silice, et la gibbsite corrélée à l'alumine et la perte au feu (PF) (fig. 119).

Le facteur 3 (20 %) discrimine d'une part, les éléments signant la phase résiduelle (quartz + minéraux lourds), tels que Ti, P, Zr et Nb, auxquels s'associent l'alumine et le magnésium, et d'autre part, les éléments supergènes qui réagissent à l'altération latéritique, Fe, Mn, Ba, Zn, Cu et Sc, d'autre part (fig. 119). Le second plan factoriel montre que la phase manganésifère est plutôt corrélée au groupe de la goethite, lequel est opposé à celui de l'hématite (fig. 119).

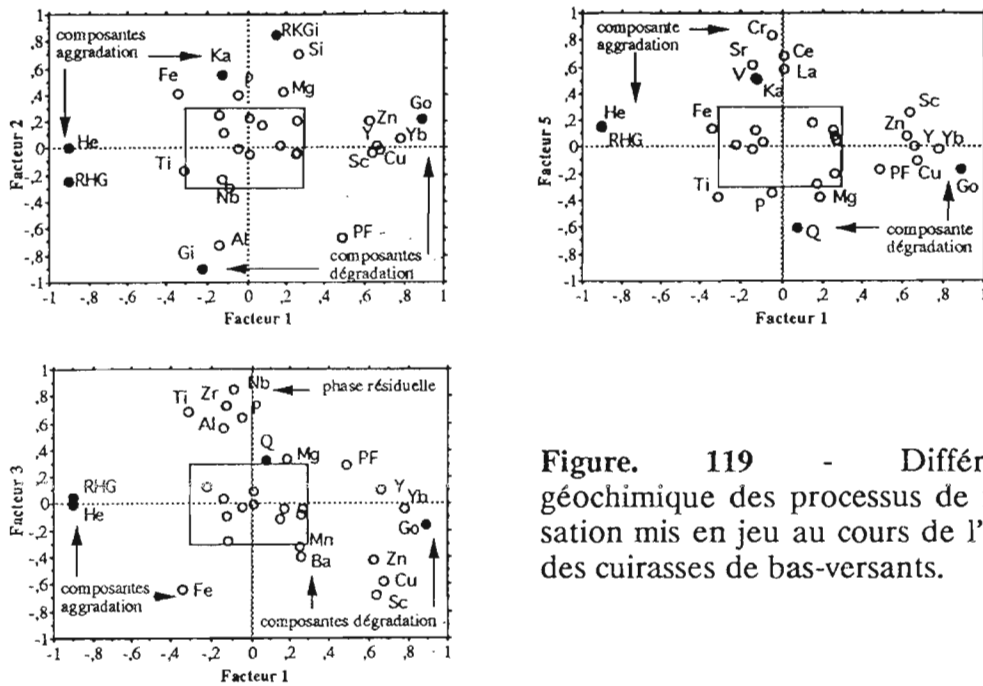


Figure. 119 - Différenciation géochimique des processus de ferruginisation mis en jeu au cours de l'évolution des cuirasses de bas-versants.

Le quatrième facteur (19 %) isole les éléments mobiles, Mn, Ba, Ni, Co, Zn, Cu, Y, Ce et Yb qui sont remobilisés lors des processus de cuirassement et éventuellement réincorporés dans des phases supergène secondaires, tels que les oxyhydroxydes de manganèse.

Le cinquième facteur (16 %) oppose la kaolinite corrélée positivement à Sr, Cr, V, La et Ce d'une part, au quartz corrélé avec Mg, Ti et P d'autre part (fig. 119). Le quatrième plan factoriel discrimine également très bien les deux modes de ferruginisation, hématitique (hématite + RHG) et goethitique (goethite, PF, Cu, Zn, Y, Yb et Sc) (fig. 119).

Par ailleurs, l'ACP appliquée aux cuirasses nodulaires à protopisolithiques des bas-versants fait ressortir les mêmes tendances géochimiques que pour l'ensemble des cuirasses de ce site. Ces faciès apparaissent donc comme spécifiques des bas-versants, et décrivent bien le cuirassement à cet endroit du paysage.

C - LES CUIRASSES DES BAS-PLATEAUX

L'ACP des données géochimiques enregistrées sur les cuirasses des bas-plateaux permet de distinguer quatre groupes géochimiques majeurs mis en évidence dans le troisième plan factoriel (fig. 120a). Le groupe le mieux fourni en éléments, tous corrélés positivement, est celui de la goethite, avec PF, Ni, Zn, Cu, Y, Sc et Yb. Il est opposé par le facteur 1 (31 % de la variance totale) à celui de l'hématite, avec RHG, V, Cr et Fe. Le facteur 4 (18 % de la variance totale) discrimine kaolinite à la silice et RKGi d'une

part, et la gibbsite d'autre part (fig. 120a).

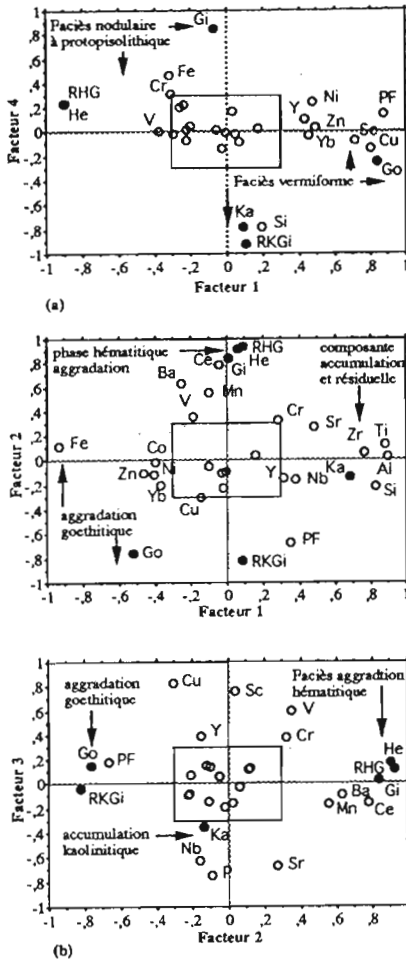


Figure. 120 - (a) Relations géochimiques entre les différents faciès des bas-plateaux, et (b) principales tendances géochimiques dans les faciès vermiciformes.

En revanche l'analyse des cuirasses vermiciformes montre des différences avec les autres faciès.

Le premier facteur (26 % de la variance totale) associe au sein d'un même groupe la silice, l'alumine, la kaolinite, TiO_2 , PF, Sr, Zr, Y et Nb, opposés au fer, Zn, Co, Ni et Yb. Par ailleurs, la goéthite avec RKGi et PF sont opposés au groupe qui rassemble autour du facteur 2 (27 %), l'hématite, RHG, la gibbsite, Ce, Mn, Ba et V (fig. 120b). Le premier facteur traduit la richesse en kaolinite et minéraux lourds des faciès vermiciformes, au détriment du fer et de certains éléments de transition remobilisés dans les conditions d'hydromorphie qui contraignent, on l'a vu, le développement de ces faciès. Le facteur 2 décrit comme ailleurs les deux modes de ferruginisation. Néanmoins, dans ce cas, les phases supergènes manganésifères sont plutôt corrélées à l'hématite qu'à la goéthite.

Le second facteur (20 %) oppose la silice, l'alumine corrélées aux éléments résiduels Zr et Nb d'autre part, au fer corrélé à Co et Zn, d'autre part. Ce facteur illustre en quelque sorte l'antagonisme entre les minéraux peu altérables (zircons) et les éléments plus mobiles dans les conditions particulières des bas-plateaux qui, on l'a vu dans les chapitres précédents sont souvent contraintes par l'hydromorphie.

Le troisième facteur (18 %) fait ressortir la phase supergène manganésifère, caractérisée par l'association géochimique Mn, Sr, Ba, Co, Y et Ce.

Le facteur 5 (13 %) caractérise les minéraux lourds enrichis dans les cuirasses de bas-plateaux par des processus de translocation mécanique (chapitre 4). Ce groupe géochimique signe donc la phase minérale résiduelle et il est opposé à Cr, V et Sc, qui sont au contraire enrichis au cours des processus de cuirassement. Ce facteur traduit finalement l'opposition entre les processus d'érosion mécanique et les processus d'altération chimique et de ferruginisation.

L'ACP pratiquée sur les cuirasses nodulaires à protopisolithique donne les mêmes résultats. Finalement, l'ensemble des cuirasses de bas-plateaux est bien décrit par les faciès nodulaires à protopisolithiques, qui ont une fréquence de distribution plus grande que les faciès vermiciformes.

Par ailleurs, le cinquième plan factoriel confirme ces caractères géochimiques propres aux faciès vermiformes (fig. 120b). L'opposition entre les deux types de ferruginisation est encore mieux marquée, et la kaolinite corrélée positivement à Sr, P et Nb est cette fois-ci opposée par le facteur 3 (17 %) aux éléments de transition, V, Cu, Sc, Cr et Y (fig. 120b).

D - LES CUIRASSES CONTENANT DES TRACES DE BOEHMITE

L'ACP réalisée sur les 15 échantillons de cuirasses renfermant des traces de boehmite permet à l'intérieur du premier plan factoriel (F1 = 33 % de la variance totale et F2 = 21 %) de bien différencier les unes des autres les cuirasses porteuses de ce minéral (fig. 121).

Quatre groupes géochimiques sont discriminés dans ce diagramme. Le premier groupe, de loin le plus fourni en éléments est celui de la goethite corrélée à tout un cortège d'éléments traces (Mn, Ba, Ni, Co, Zn, Cu, Sc, Y et Ce). Il caractérise avec le groupe de la gibbsite, l'alumine, le quartz et Nb, les cuirasses des bas-plateaux à faciès nodulaire à protopisolithique, d'une part, et avec le groupe de la kaolinite associée à la silice, Sr et La, les cuirasses vermiformes d'autre part. Par ailleurs, il est fortement opposé à l'hématite et au vanadium qui caractérisent avec le groupe de la kaolinite, les cuirasses des haut-plateaux d'une part, et avec le groupe de la gibbsite celles des bas-versants, d'autre part.

Le troisième plan factoriel (F4 = 12 %) met en évidence un nouveau groupe géochimique autour de la boehmite corrélée ici avec le titane et le niobium, et plutôt rattaché au groupe de l'hématite et du vanadium. Cette association caractérise par conséquent les cuirasses des haut-plateaux, opposées ici aux cuirasses des bas-plateaux (fig. 121).

En revanche, le sixième plan factoriel associe le groupe de la boehmite auquel se joint le phosphore, avec le groupe de la gibbsite corrélée à l'alumine et au quartz, décrivant dans ce cas les cuirasses de bas-versants, en les opposant à celles des haut-plateaux représentées dans ce diagramme par le groupe de la kaolinite à laquelle sont corrélés la silice, Sr et La (fig. 121).

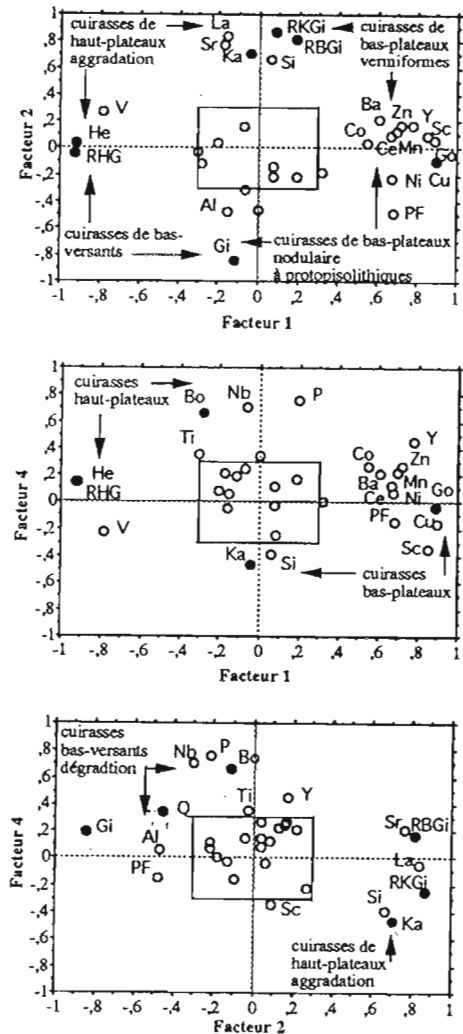


Figure. 121 - Différenciations géochimiques des cuirasses contenant des traces de boehmite, selon leur position topographique. Relations géochimiques entre les différentes catégories.

E - CONCLUSIONS DE L'ANALYSE STATISTIQUE EN COMPOSANTE PRINCIPALE

D'une manière générale, l'analyse statistique en composante montre que les cuirasses à faciès nodulaires ou protopisolithique (les plus nombreuses de l'échantillonnage) décrivent assez bien les principales tendances géochimiques mises en évidence sur l'ensemble de l'échantillonnage.

Ainsi, on a montré que l'analyse statistique de la totalité des échantillons faisait ressortir en premier lieu l'antagonisme entre les deux modes de ferruginisation, hématitique d'une part, auquel la phase résiduelle (Ti, Zr et Nb) est corrélée, et goethitique d'autre part, auquel s'associent les éléments de transition (Ni, Zn, Cu, Sc), Y et Yb. En second lieu, elle met en évidence l'opposition entre la kaolinite et la gibbsite. Dans une moindre mesure, on trouve les phases minérales supergènes (manganésifères...) et la phase résiduelle des minéraux lourds. Néanmoins, on a montré que les premières présentaient généralement un développement parallèle à celui de l'aggradation goethitique (base des profils de haut-plateau et cuirasses des profils de versant, chap. 3), et que la seconde était plutôt associée au faciès hématitiques d'aggradation.

L'analyse statistique des cuirasses de haut-plateaux met d'abord en évidence les phases supergènes secondaires, puis l'opposition entre les minéraux peu hydratés, hématite et kaolinite et ceux qui sont plus hydratés, goethite et gibbsite, lesquelles sont par ailleurs associées dans les cuirasses massives. Dans ces faciès, la kaolinite est opposée aux phases manganésifères. Ces tendances géochimiques montrent que les cuirasses massives sont actuellement en voie de transformation, les phases minérales hydratées (goethite, gibbsite, et éventuellement oxyhydroxydes de manganèse...) se développant préférentiellement aux phases peu hydratées (hématite et kaolinite). En revanche, dans les cuirasses paranodulaires des haut-plateaux, on note une certaine compétition entre la goethite et la gibbsite, et l'opposition entre la kaolinite et l'hématite.

Dans les cuirasses de bas-versants et de bas-plateaux, on retrouve bien entendu l'antagonisme entre les deux modes de ferruginisation. Les éléments de transition sont associés à la goethite, tandis que V et Cr présentent une certaine affinité pour l'hématite.

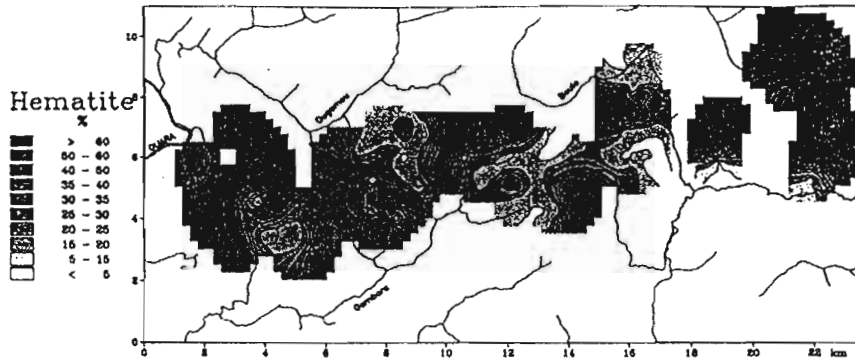
Dans les cuirasses des bas-versants, la phase résiduelle lourde est corrélée à l'alumine, la phase manganésifère est associée à la goethite. Par ailleurs, la kaolinite s'oppose au quartz.

Dans les cuirasses de bas-plateaux, on retrouve les mêmes tendances géochimiques en ce qui concerne les principaux minéraux (hématite/goethite, et kaolinite/gibbsite). Cependant, l'analyse statistique fait ressortir dans ce cas l'opposition entre les éléments (Ti, Zr et Nb..) incorporés dans les minéraux accumulés par translocations mécaniques, et les éléments de transition les plus mobiles (Co et Zn). Dans les cuirasses à faciès vermiculaire, l'analyse ACP met en exergue les apports mécaniques des matériaux argilo-silteux à kaolinite, quartz et minéraux lourds, et d'une manière générale les oppose à la ferruginisation. Dans ce cas, le manganèse est plutôt corrélé à l'hématite qu'à la goethite.

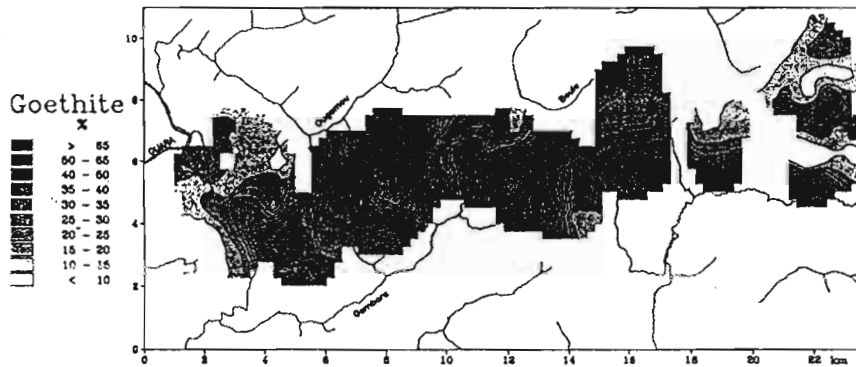
L'analyse ACP des cuirasses renfermant des traces de boehmite, fait ressortir l'association entre boehmite, Ti et Nb d'une part, et hématite et V d'autre part. Cette tendance décrit finalement bien les processus d'aggradation hématitiques anciens sur les haut-plateaux.

En revanche, dans les cuirasses de versants, l'alumine n'est pas discriminante vis à vis de la boehmite et la gibbsite, qui sont par ailleurs corrélées au quartz.

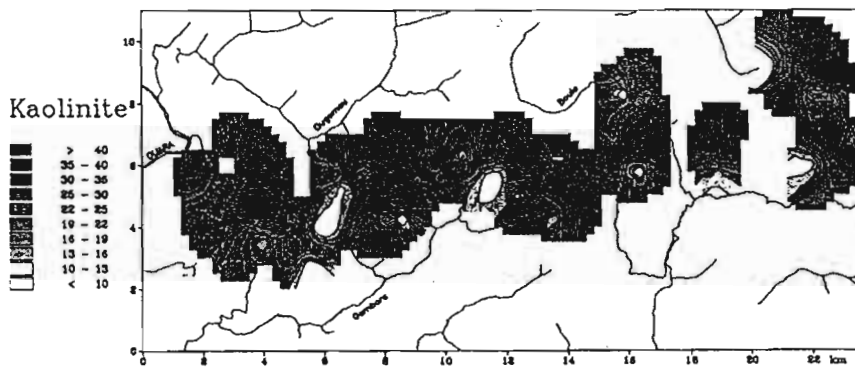
Carte des teneurs en Hematite



Carte des teneurs en Goethite



Carte des teneurs en Kaolinite



Carte des teneurs en Gibbsite

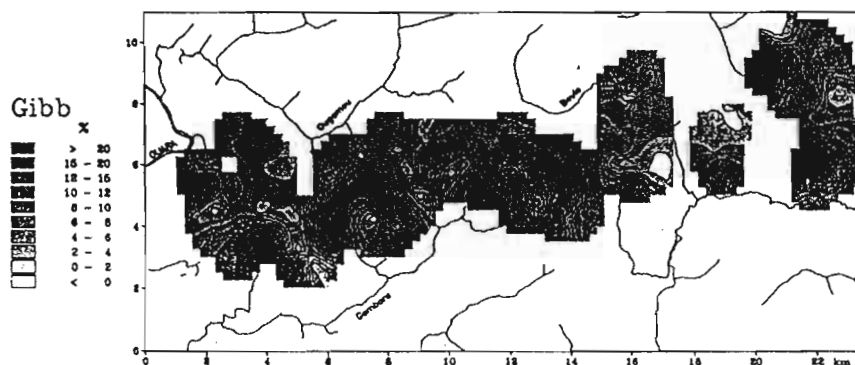
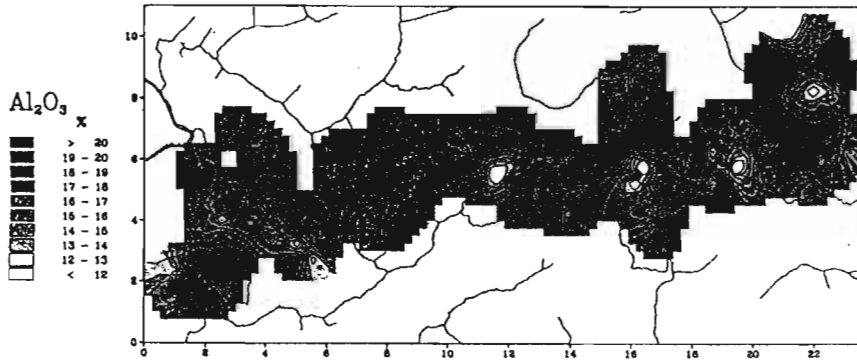


Figure. 122 - Cartes de distribution régionale des teneurs en hématite, goethite, kaolinite et gibbsite dans le paysage cuirassé du Haut-Mbomou.

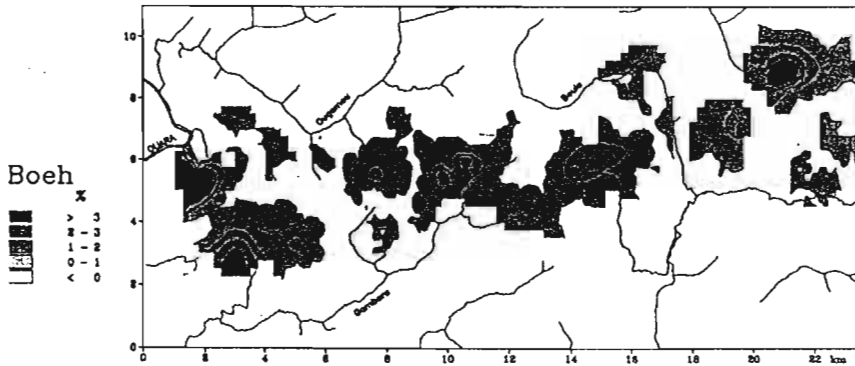
VI - CARTOGRAPHIE ET SIGNATURE GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES

La distribution des éléments selon leur teneur dans chacune des cuirasses échantillonnées est figurée sur des cartes géochimiques réalisées à l'aide du programme UNIRAS (1984). Les cartes de distribution du fer, de la silice, de l'alumine, des minéraux, hématite, goethite, kaolinite, gibbsite (fig. 122), et boehmite (fig. 123), associées à celles des autres éléments (fig. 124, 125 et 126), font ressortir les différents modes d'altération, de cuirassement et d'érosion sur les trois sites étudiés : haut-plateaux, bas-versants et bas-plateaux.

Carte des teneurs en Alumine



Carte des teneurs en Boehmite



Carte de la perte au feu

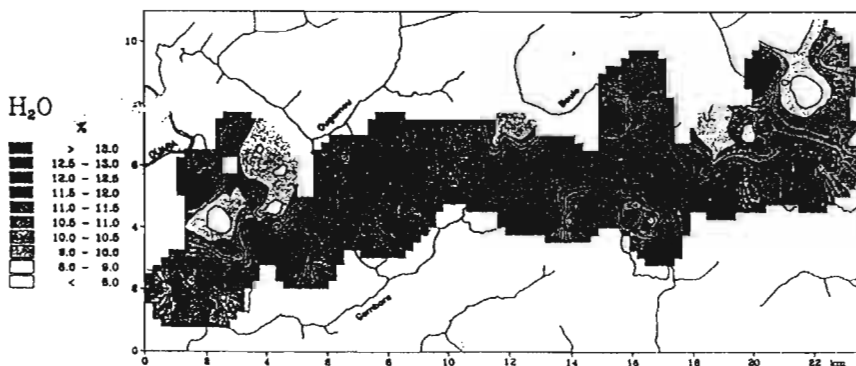
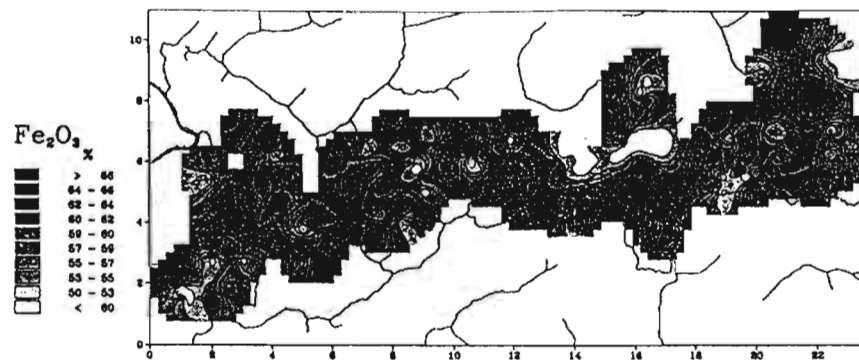
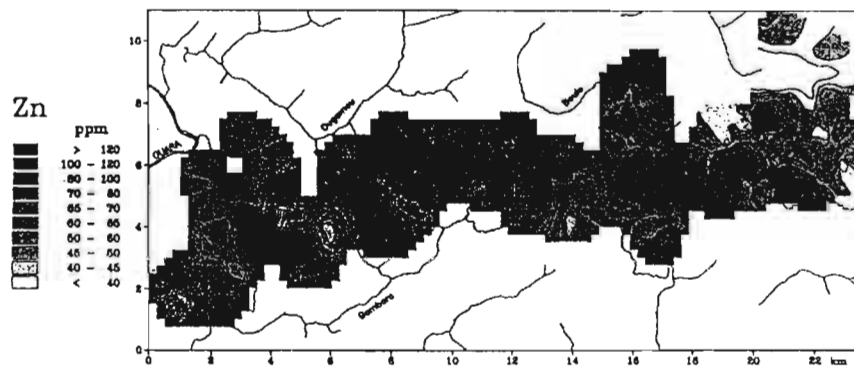


Figure. 123 - Cartes de répartition régionale des teneurs en alumine et en boehmite, et de la valeur estimée de la perte au feu (H_2O à 1000°C) dans le paysage cuirassé du haut-Mbomou.

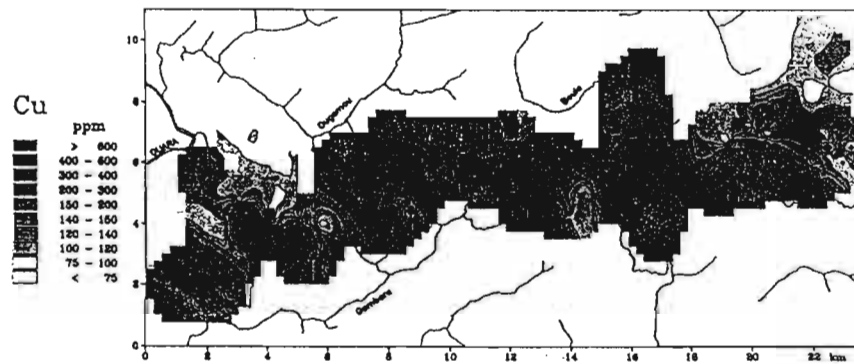
Carte des teneurs en Fer



Carte des teneurs en Zinc



Carte des teneurs en Cuivre



Carte des teneurs en Scandium

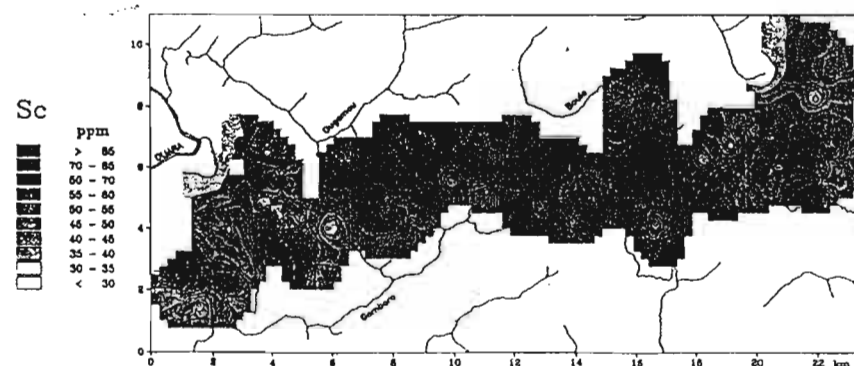
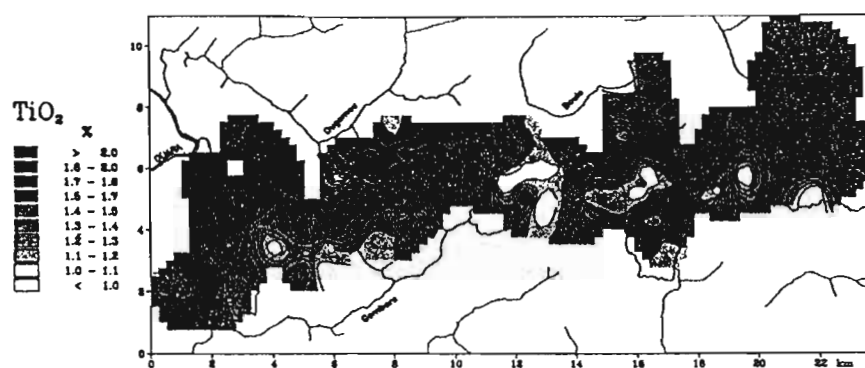
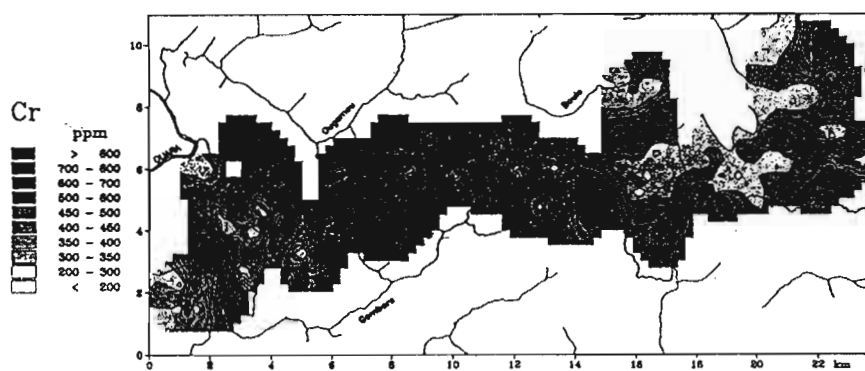


Figure. 124 - Cartes de répartition régionale des teneurs en fer (Fe_2O_3), zinc (Zn), cuivre (Cu) et scandium (Sc) dans le paysage cuirassé du haut-Mbomou

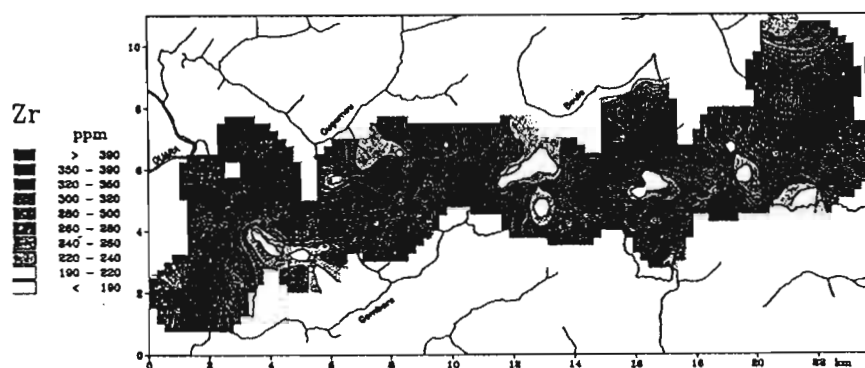
Carte des teneurs en Titane



Carte des teneurs en Chrome



Carte des teneurs en Zirconium



Carte des teneurs en Niobium

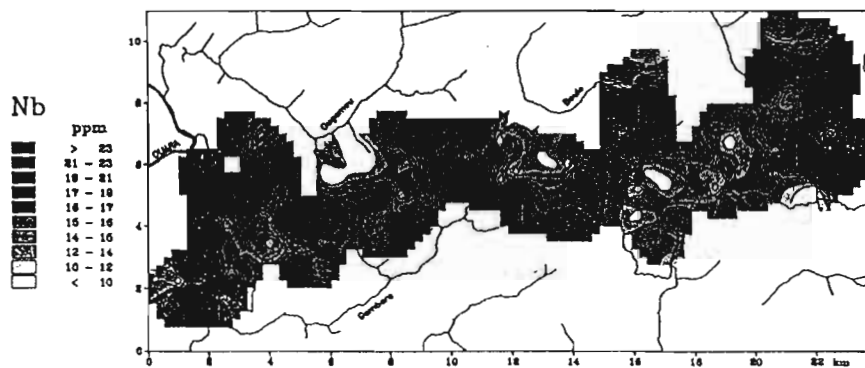
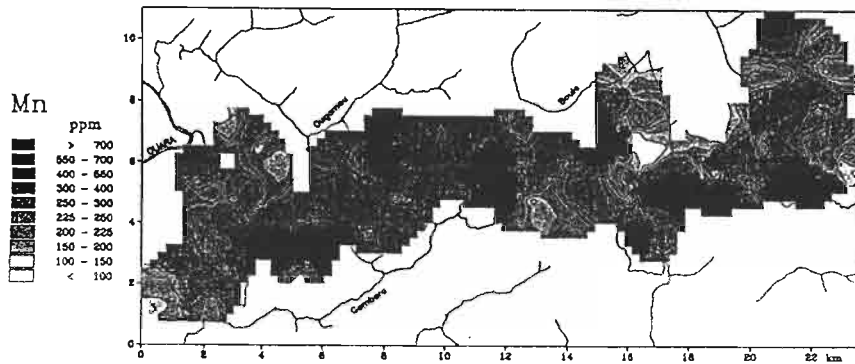


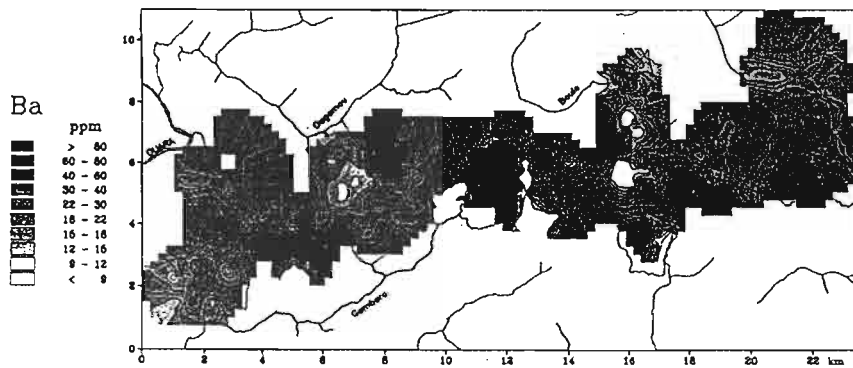
Figure. 125 - Cartes de répartition régionale des teneurs en titane (TiO₂), chrome (Cr), zirconium (Zr) et Niobium (Nb) dans le paysage cuirassé du Haut-Mbomou.

On retrouve une nette différenciation géochimique entre les cuirasses des haut-plateaux et celles des bas-plateaux à faciès vermiforme. En moyenne, les cuirasses des haut-plateaux sont caractérisées par de fortes teneurs en fer, hématite, kaolinite, Sr et La, tandis que les cuirasses vermiformes des bas-plateaux sont caractérisées par de fortes teneurs en goethite, Sc et Cu. Par ailleurs, Mn, Ba et Ce fortement corrélés semblent plutôt concentrés dans les cuirasses des bas-versants (fig. 126). En marge des autres éléments, le chrome présente une zonalité importante (fig. 125). Les valeurs les plus faibles sont enregistrées dans les parties Est et Sud-Ouest de la carte, et particulièrement sur les haut-plateaux. En revanche, les plus fortes teneurs sont enregistrées dans la partie centrale de la carte où s'étendent les bas-plateaux, et particulièrement dans les cuirasses nodulaires ou protopisolithiques.

Carte des teneurs en Manganèse



Carte des teneurs en Baryum



Carte des teneurs en Cerium

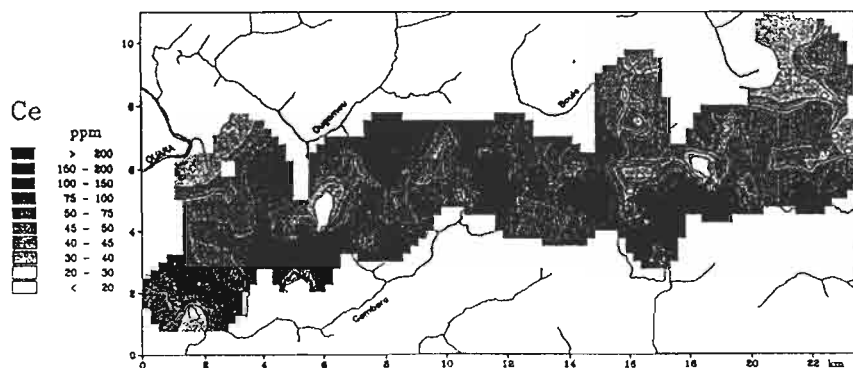


Figure. 126 - Cartes de répartition régionale des teneurs en manganèse (Mn), baryum (Ba) et cérium (Ce) dans le paysage cuirassé du Haut-Mbomou.

Dans la figure 128, on a reporté les facteurs extraits de l'analyse factorielle en composante principale. Les signatures géochimiques majeures mises en évidence par chacun des facteurs figurent dans le tableau. XLVI. Les signatures sont bien contrastées entre les faciès massif et paranodulaire des haut-plateaux et les faciès vermiformes des bas-plateaux. Le facteur 1 les oppose parfaitement bien à travers l'antagonisme hématite-goethite (tabl. XLVI). Cependant, les cuirasses des haut-plateaux présentent des signatures différentes (tabl. XLVI), à travers par exemple les teneurs en titane et La qui fluctuent d'un haut-plateau à un autre (fig. 125 et 127) (BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988).

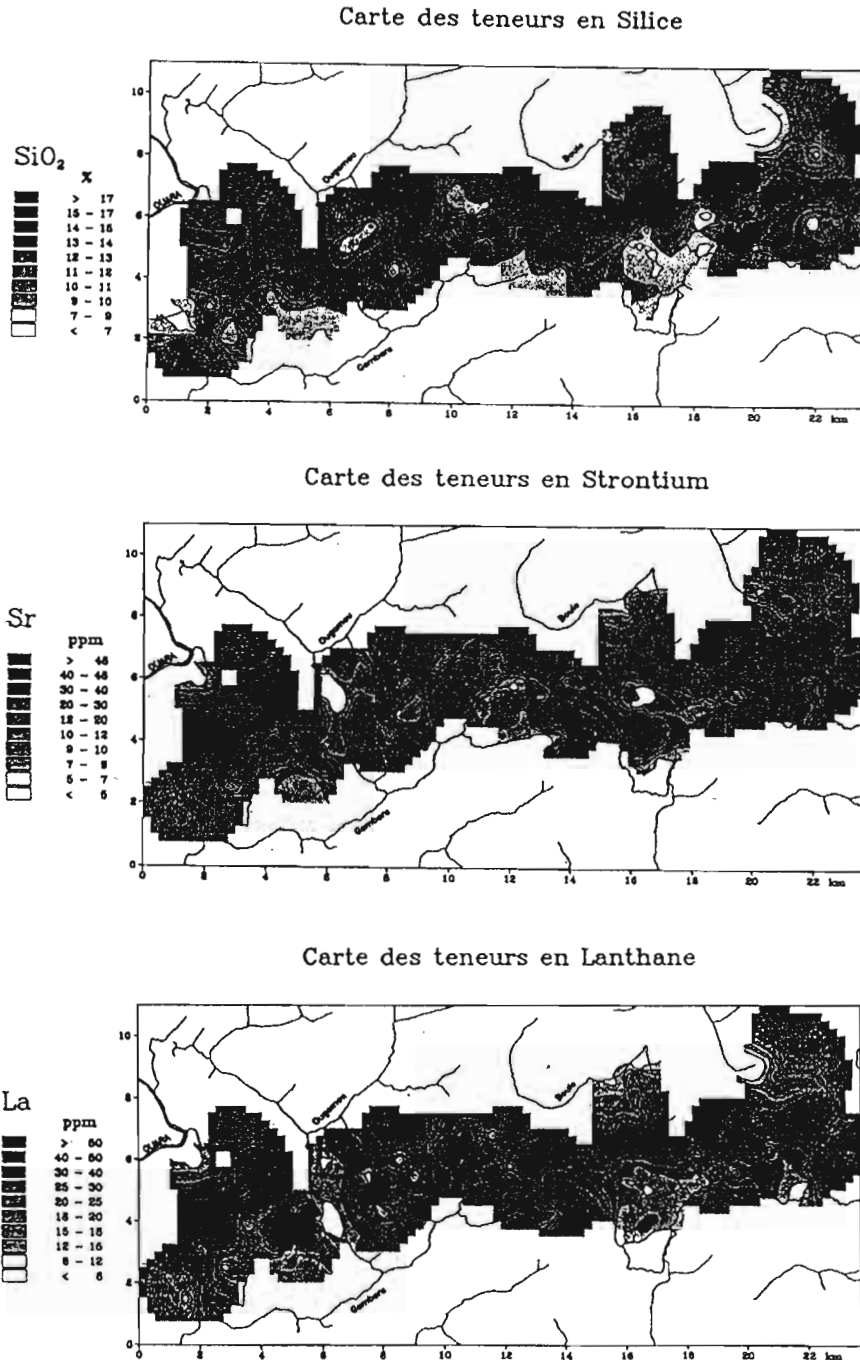


Figure. 127 - Cartes de répartition régionales des teneurs en silice (SiO₂), strontium (Sr) et lanthane (La) dans le paysage cuirassé du Haut-Mbomou.

Par ailleurs, les cuirasses des haut-plateaux sont opposées à celles des bas-versants et des bas-plateaux par le facteur 3, qui discrimine la kaolinite bien conservée dans les cuirasses des haut-plateaux, de la gibbsite, enrichie dans les cuirasses des bas-versants et bas-plateaux. Néanmoins, les signatures géochimiques n'y sont pas très marquées. Elles apparaissent très dispersées sur les bas-versants et les bas-plateaux couverts de cuirasses à faciès nodulaire ou protopisolithique.

TABLEAU XLVI - Signatures géochimiques majeures des faciès de cuirasse selon leur position topographique, d'après les poids respectifs des facteurs extrait de l'analyse en composante principale (HP : haut-plateaux ; BV : bas-versants ; BP : bas-plateaux ; M : massif ; PN : paranodulaire ; NP : nodulaire ou protopisolithique ; V : vermiforme ; GOET : goethite ; HEMA : hématite ; KAOL : kaolinite ; GIB : gibbsite ; QUA : quartz).

site	HP	BV	BP		
faciès	M + PN	M + NP	NP	V	%
Facteur 1+	HEMA-RHG-Ti-Sr-Zr-Nb			PF-GOET-Ni Zn-Cu-Y-Sc	34
Facteur 1-					
Facteur 2+	Fe		Al-GIB-Zr		17
Facteur 2-					
Facteur 3+	Si-KAOL-Sr-La-RKGi				19
Facteur 3-		PF-GIB	PF-GIB		
Facteur 4+		Mn-Ba-Co-Ce	Mn-Ba-Co-Ce		17
Facteur 5+		QUA-Ti-P-Yb Nb	QUA-Ti-P-Yb Nb		14
Facteur 5-			Cr-V		

Cependant, si l'on considère les signatures majeures (tabl. XLVI), les cuirasses à faciès nodulaire ou protopisolithique des bas-versants et des bas-plateaux sont caractérisées par la présence de quartz, un enrichissement en gibbsite, le développement supergène d'oxyhydroxydes de manganèse, et la richesse en Zr et Cr pour les cuirasses des bas-plateaux. On retrouve ainsi, à l'échelle régionale les principaux caractères géochimiques énoncés dans le chapitre 4.

Parmi l'ensemble des cuirasses, celles contenant de la boehmite présentent quant à elles des signatures qui varient en fonction de leur situation dans le paysage (tabl. XLVII).

Les cuirasses des bas-versants et des bas-plateaux à faciès nodulaire ou protopisolithique présentent une composante commune formée de l'hématite et des éléments incorporés dans les minéraux lourds Ti (ilménite), Zr (zircon), Sr et Nb.

Cependant les cuirasses des bas-plateaux sont surtout caractérisées par la goethite corrélée positivement aux éléments de transition (Ni, Zn, Cu, Sc et Y) et à la perte au feu (PF).

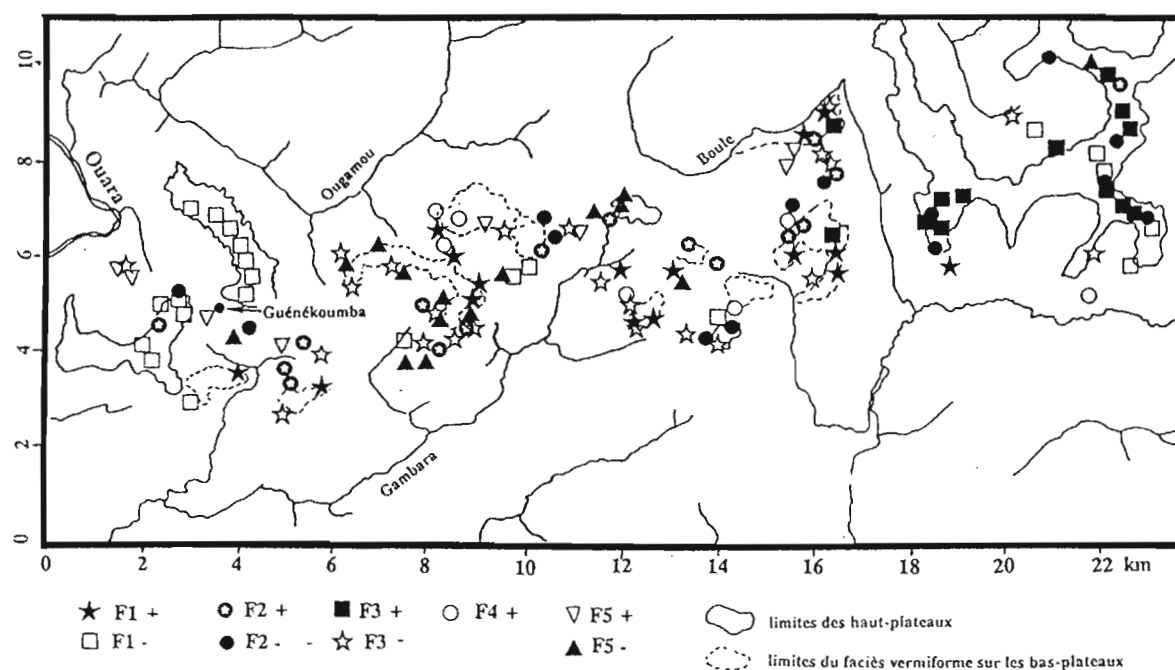


Figure. 128 - Distribution des facteurs extraits de l'analyse en composante principale pratiquée sur l'ensemble des échantillons (se reporter aux poids respectifs de ces facteurs en annexe).

TABLEAU. XLVII - Différenciation des signatures géochimiques des cuirasses contenant de la boehmite en fonction de leur situation topographique (même légende que pour le tableau XLVI).

site	HP	BV	BP		
faciès	M + PN	M + NP	NP	V	%
Facteur 1+			PF-GOET-Ni Zn-Cu-Y-Sc		34
Facteur 1-		HEMA-RHG- Ti-Sr-Zr-Nb	HEMA-RHG- Ti-Sr-Zr-Nb		
Facteur 2-	Fe		Fe	Fe	17
Facteur 3+	Si-KAOL-Sr- La-RKGi				19
Facteur 3-		PF-GIB			
Facteur 5+			QUA-Ti-P- Yb-Nb		14
Facteur 5-			Cr-V		

Les facteurs 3 et 5 discriminent assez bien les trois catégories de cuirasses. Celles des haut-plateaux sont marquées par leur richesse en fer, et l'association géochimique silice, kaolinite, Sr et La, qui s'oppose à la gibbsite corrélée à la perte au feu des cuirasses de bas-versants. Celles des bas-plateaux sont quant à elles les seules à être décrites par le facteur 5, qui marque leur richesse en quartz, titane, phosphore, Y et Nb, pour certaines, et en chrome et vanadium pour d'autres.

VII - DISCUSSION ET CONCLUSIONS

A l'échelle régionale, les cuirasses prélevées et étudiées en surface, se différencient mieux par leur faciès minéralogique que géochimique. Les teneurs en fer ne sont pas un critère d'âge, puisqu'elles varient d'un haut-plateau à l'autre, et qu'elles apparaissent éventuellement plus fortes sur les bas-plateaux. D'ailleurs, la plupart des cuirasses du Haut-Mbomou sont assimilées aux cuirasses de type intermédiaire (GRANDIN, 1973; fig. 129). Cependant, après l'étude pétrologique détaillée des profils cuirassés verticaux, l'étude régionale de la distribution des faciès pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des cuirasses montre une meilleure différenciation géochimique des cuirasses de hauts-plateaux à faciès massif et paranodulaire, d'une part, et des cuirasses de bas-plateaux à faciès vermiforme, d'autre part. En revanche, les cuirasses des bas-versants et des bas-plateaux à faciès nodulaire ou protopisolithique présentent une signature géochimique plus hétérogène. Finalement, ces différenciations reflètent l'évolution géomorphologique du paysage, liée aux variations d'intensité des processus d'érosion et d'altération d'un site à un autre.

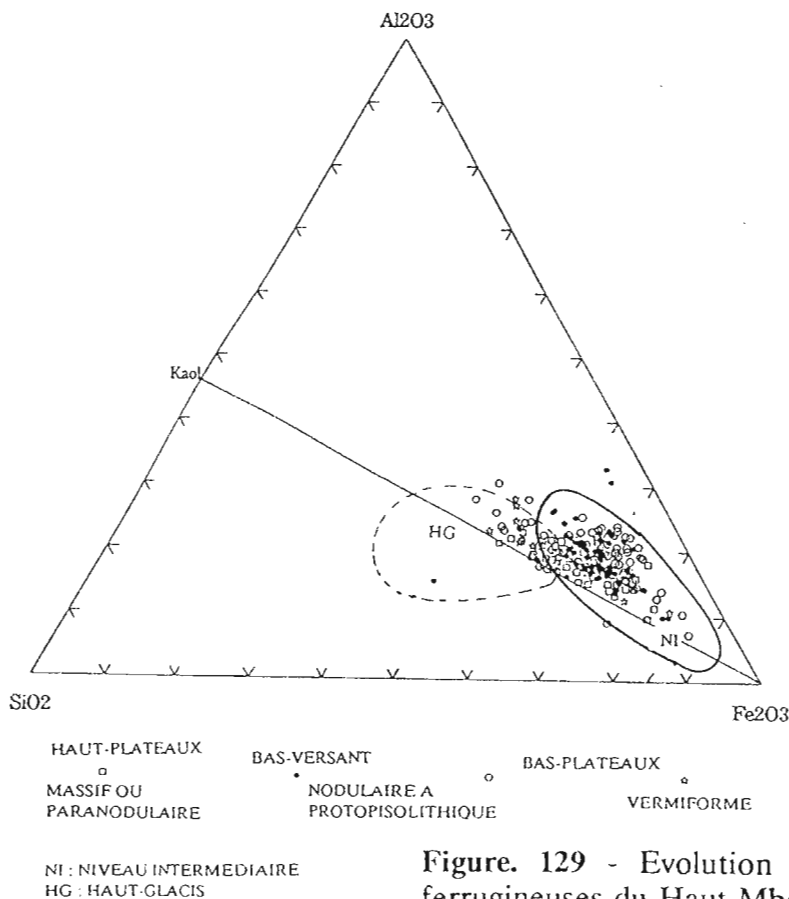


Figure. 129 - Evolution géochimique des cuirasses ferrugineuses du Haut-Mbomou dans le système $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$, selon la classification des différents niveaux cuirassés de GRANDIN (1976).

En moyenne, les cuirasses des haut-plateaux sont légèrement plus ferrugineuses mais moins alumineuses que les cuirasses des bas-versants et des bas-plateaux. Elles sont clairement différenciées des autres cuirasses par leur teneurs plus élevées en hématite, kaolinite, Sr, La, TiO_2 , V et Zr. En revanche, elles présentent des teneurs plus faibles en goethite, gibbsite, quartz, PF (H_2O) et éléments chimiques parmi les plus mobiles, tels que Mg, Cu, Y, Zn, Sc, Co et Mn. Ces cuirasses sont exposées sur les reliefs, et apparaissent comme les plus matures et les plus vieilles des quatre types étudiés (BEAUVAIS, 1989), conformément à l'étagement des surfaces cuirassées dans les paysages latéritiques (MAIGNIEN, 1958 ; MAIGNIEN, 1966 ; MICHEL, 1969 ; GRANDIN, 1973). Ces cuirasses présentent les rapports minéralogiques RHG et RKGi les plus élevés, en relation avec les conditions climatiques qui ont prévalu lors de leur formation (TARDY et al., 1988). Par ailleurs, l'établissement de cartes géochimiques a permis de mettre en évidence des signatures géochimiques différentes d'un haut-plateau à l'autre, à travers les variations enregistrées dans les teneurs en fer, titane, Mn, Cu et La.

Les cuirasses développées sur les versants se distinguent des autres types par des teneurs plus élevées en gibbsite, quartz, Co, P_2O_5 et Ba. Ces cuirasses se différencient bien des cuirasses des haut-plateaux par leur faciès pétrographique et par leurs teneurs plus élevées en gibbsite et quartz.

Les cuirasses des bas-plateaux sont en moyenne les plus riches en goethite, conformément aux conditions hydrodynamiques qui contraignent leur milieu de formation. Les éléments traces les plus mobiles (Cu, Zn, Sc, Ni, Y et Yb) sont généralement corrélés à la goethite. Par ailleurs, les teneurs en chrome, zirconium et niobium y sont plus élevées qu'ailleurs, conséquence des processus d'enrichissement résiduel sous l'effet de l'érosion, responsable par ailleurs, on l'a vu dans le chapitre quatre, de translocations mécaniques dans les profils d'altération.

La présence de traces de boehmite dans les cuirasses développées à tous les niveaux du paysage, signe soit l'existence d'un climat ancien contrasté favorable à la formation des minéraux déshydratés et au développement des cuirasses hématitiques, soit le développement, jadis, de cuirasses bauxitiques, dont les cuirasses ferrugineuses des haut-plateaux d'aujourd'hui constitueraient la "semelle" (BOULANGE, 1983).

La différenciation géochimique plus marquée entre les cuirasses des haut-plateaux et celles des bas-plateaux à faciès vermiforme est due aux variations d'intensité des processus d'érosion et d'altération, en relation avec leur situation topographique respective. L'érosion est plus intense sur les bas-plateaux, permettant ainsi aux faciès vermiformes d'affleurer. En revanche, les haut-plateaux sont protégés de l'érosion par l'auréole boisée qui les entoure, mais sont dans ce cas, affectés par des processus d'érosion chimique, provoquant la dégradation des cuirasses hématitiques et la formation de couvertures pédologiques meubles (chapitre précédent).

Les cuirasses à faciès nodulaire ou protopisolithique, surmontent les faciès vermiformes. Elles renferment par ailleurs les reliques des cuirasses massives. Elles résultent de leur dégradation, et apparaissent ainsi comme des faciès intermédiaires entre les haut-plateaux et les bas-plateaux. A l'échelle régionale, on retrouve ainsi latéralement, l'évolution pétrographique, minéralogique et géochimique mise en évidence lors de l'étude des profils verticaux. Des haut-plateaux aux bas-plateaux, et de la surface topographique à la nappe, toujours présente dans les profils, les faciès cuirassés oscillent entre un pôle hématitique et un pôle goethitique, tous deux d'aggradation. Entre les

deux, les faciès cuirassés de dégradation sont gibbsitiques, et les faciès d'aggradation hématitiques sont marqués par le développement de goethite secondaire sous forme de cortex périnodulaires. Ils se développent dans les milieux bien drainés sur les versants, alors que la kaolinite se conserve dans les cuirasses des haut-plateaux, et s'accumule dans les cuirasses vermiformes des bas-plateaux, induisant des conditions hydromorphes.

Les cuirasses constituées d'assemblages de minéraux peu hydratés (hématite et kaolinite) occupent principalement les reliefs élevés, tandis que les cuirasses constituées d'assemblages de minéraux plus hydratés (goethite, gibbsite) se développent plus favorablement sur les versants et les bas-plateaux.

Au total, il semble que les cuirasses massives ou paranodulaires des haut-plateaux se soient formées sous des conditions climatiques plus contrastées qu'aujourd'hui, où, à l'inverse, ce sont les cuirasses protopisolithiques et vermiformes des versants et des bas-plateaux qui apparaissent stables partout dans le paysage. Les cuirasses des haut-plateaux sont par conséquent plus anciennes que les cuirasses des versants et des bas-plateaux. Ces dernières ont par ailleurs été plus soumises aux processus d'érosion mécanique que celles des reliefs élevés, qui sont protégées par un "anneau" périphérique boisé.

La formation et la distribution des minéraux dans les cuirasses dépend des conditions du pédoclimat (hydrodynamique des profils, relief, végétation...), et à l'échelle régionale et latitudinale, du climat et des ses changements (pluviométrie, température et humidité relative de l'air).

CHAPITRE. 8

CUIRASSES, DYNAMIQUE DE L'EROSION ET DU CUIRASSEMENT, PALEOCLIMATS

CHAPITRE 8- CUIRASSES, DYNAMIQUE DE L'ÉROSION ET DU CUIRASSEMENT, PALÉOCLIMATS

I- INTRODUCTION

L'Afrique est le continent où les cuirasses latéritiques sont le plus développées et le mieux conservées. La variété des modèles de cuirasses et de sols formés par altération latéritique aux dépens d'un grand nombre de roches mères différentes, reflète plus les fluctuations climatiques et tectoniques depuis environ 150 Ma, que la variété des climats actuels (TARDY et al., 1988a ; TARDY et al., 1991).

L'histoire du cuirassement et celle des climats sont étroitement liées (LEPRUN, 1979 ; GRUBB, 1983 ; TARDY et al., 1988a ; TARDY et al., 1990 ; TARDY et al., 1991 ; TARDY, 1992). En Afrique comme sur les autres continents, les cuirasses bauxitiques et ferrugineuses constituent dans tous les cas de bons marqueurs des climats passés (TARDY et al., 1988a).

Ce chapitre a pour objectif de présenter le cuirassement en tant que trait remarquable du paysage centrafricain, résultant de processus d'érosion chimique et mécanique, en relation avec les fluctuations climatiques.

On examinera tout d'abord la distribution générale des cuirasses et des sols associés à l'échelle du Haut-Mbomou, puis du Centrafrique en relation avec leur situation géomorphologique et géoclimatique.

Ensuite, seront examinés les principaux facteurs hydroclimatiques responsables de l'altération latéritique des roches et du cuirassement des produits dérivés. Le rôle que chacun d'eux joue dans les fluctuations climatiques sera appréhendé (1) par la mesure des variations du drainage à l'échelle du bassin versant de l'Oubangui, (2) par la mesure des variations des flux de matières solides et dissoutes exportées par le fleuve. Ainsi, seront évaluées les vitesses moyennes actuelles de l'érosion chimique et mécanique à l'échelle du bassin versant de l'Oubangui.

La distribution des cuirasses, et de façon plus générale, celle des formations latéritiques à l'échelle de l'Afrique servira de cadre à l'étude des paléoclimats. On envisagera ainsi, l'évolution de l'Afrique et celle de la situation géographique du territoire actuel du Centrafrique par rapport à l'Equateur, au Pôle Sud et aux masses océaniques depuis le Jurassique jusqu'à aujourd'hui. On utilisera pour cela, les informations d'ordre paléoclimatologique et paléotectonique (mesures des taux de sédimentation marin, des rapports isotopiques de l'oxygène, de la vitesse de la dérive continentale, nature pétrologique des sédiments marins et continentaux datés, informations d'ordre paléontologique et micropaléontologique), dans le but d'avoir une idée générale sur les conditions climatiques moyennes qui régnaient en Afrique et sur le territoire centrafricain à diverses époques.

Au total, l'objectif est de comprendre (1) les grands mécanismes responsables du cuirassement, en recherchant les corrélations avec les grands événements climatiques et tectoniques du passé, et (2) de préciser quelle en est la traduction en terme de bilans géochimiques à l'exutoire du bassin versant le plus cuirassé du monde.

II - DISTRIBUTION DES CUIRASSES DU MBOMOU ET DU HAUT-MBOMOU

Les cuirasses sont largement développées et distribuées dans le Mbomou et le Haut-Mbomou, de Bangassou à Zémio, le gradient d'induration allant en augmentant de l'Ouest vers l'Est et du Nord-Ouest au Sud-Est (fig. 130).

De même, l'altitude croît de Bangassou à Zémio. Par conséquent, dans le Mbomou et le haut-Mbomou, sur une même roche mère et sous un même climat, l'induration des cuirasses, leur richesse en fer, et leur maturité augmentent avec l'altitude.

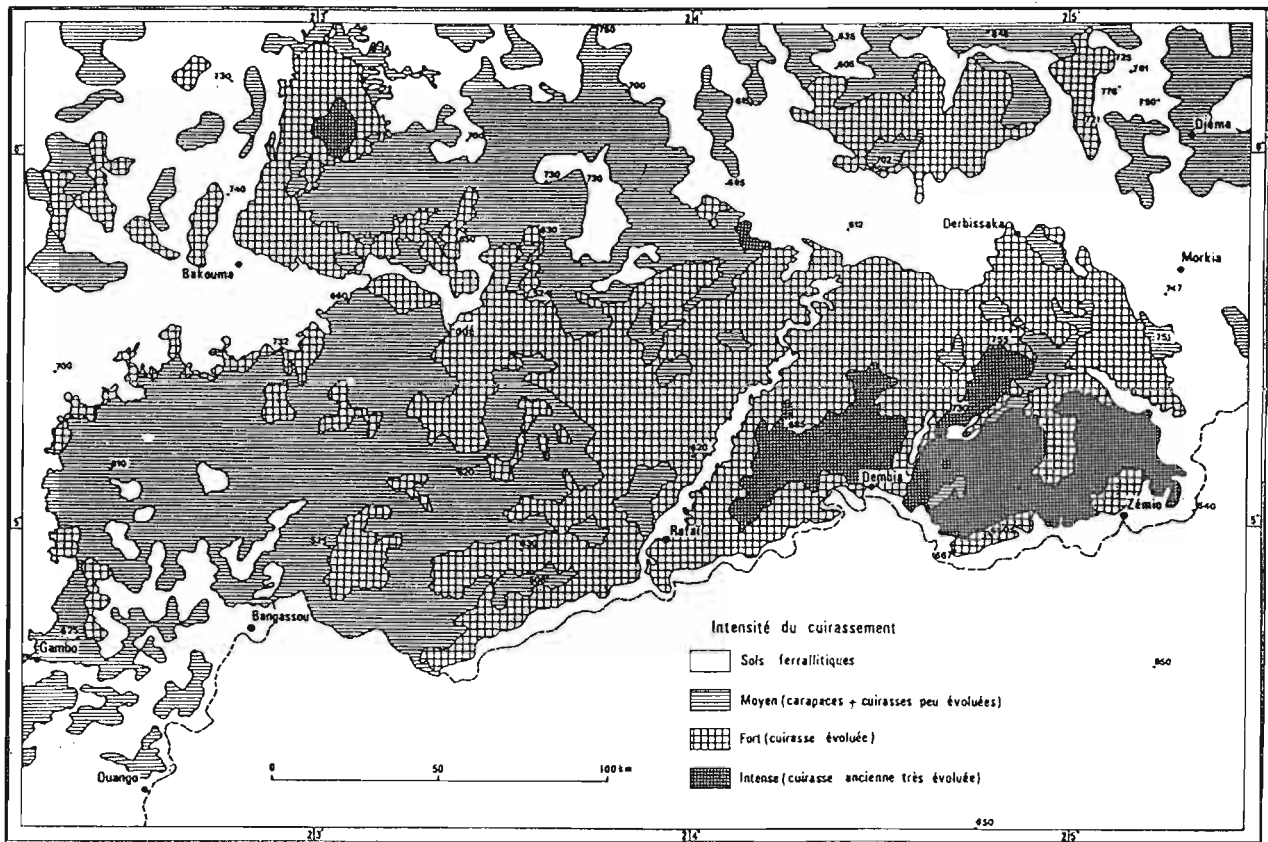


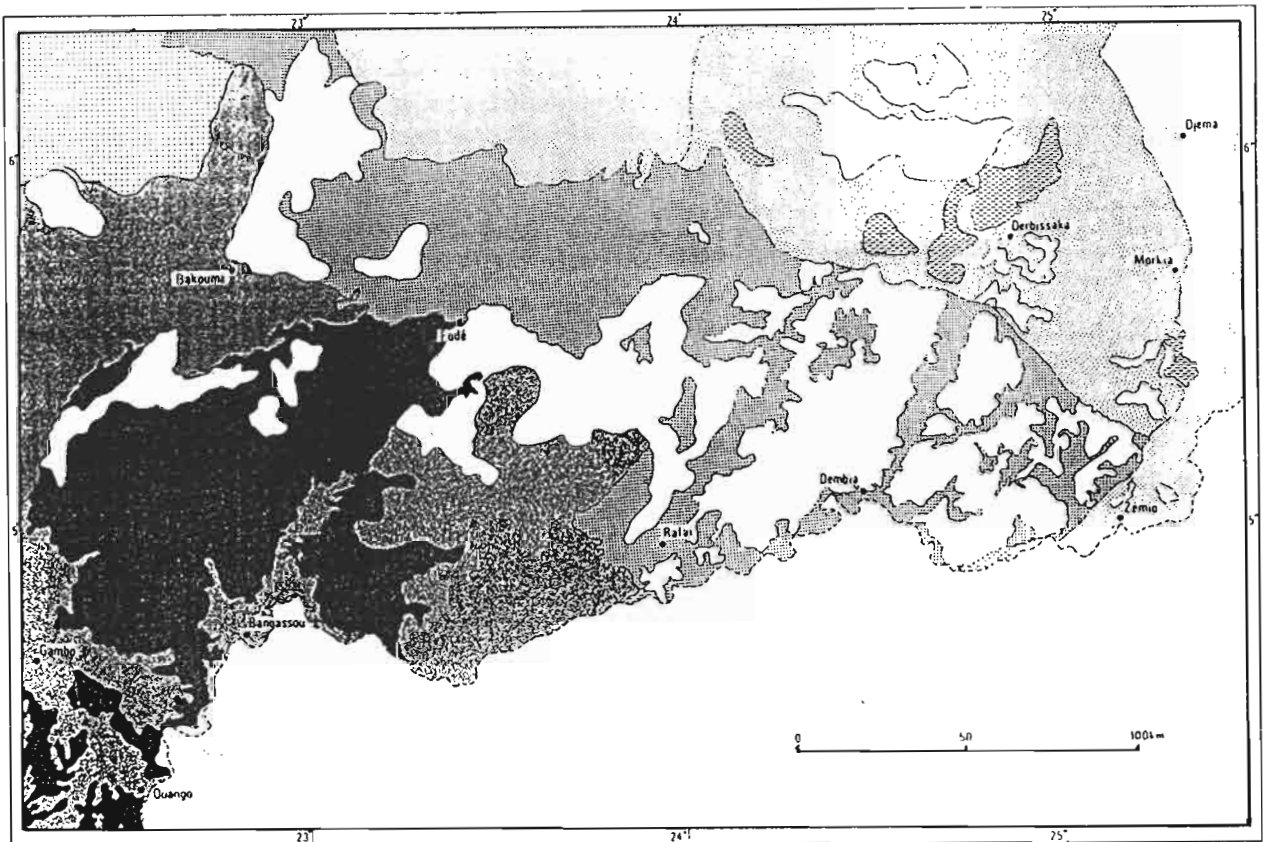
Figure. 130 - Extension et évolution du cuirassement dans le Mbomou et le Haut-Mbomou (document original d'après la carte morphopédologique du Centrafrique au 1/1.000.000 dressée par BOULVERT, 1983).

Les limites des domaines d'induration différente coïncident aussi avec les limites des domaines phytogéographiques (fig. 131). Ainsi, on peut voir que la limite du domaine de la forêt ombrophile qui s'étend autour de Bangassou "épouse" quasi-parfaitement celle du domaine de moindre induration.

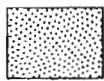
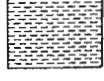
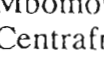
En revanche, pour les deux autres domaines d'induration forte et intense, le contrôle s'effectue selon les roches mères et l'altitude. De fait, le cuirassement est mieux développé sur amphibolite que sur schistes et grès (fig. 132), et il est mieux préservé sur les reliefs les plus élevés.

Dans le Haut-Mbomou, et notamment dans la région de Dembia-Zémio, les cuirasses ferrugineuses réparties sur des plateaux élevés, des bas-versants et des bas-plateaux (fig. 133), couvrent environ 80 % du paysage. Les plateaux élevés appartiennent

à une même surface faiblement ondulée de 650 m d'altitude moyenne, très légèrement inclinée (0,1 - 0,2 %) vers les axes principaux de drainage, la Ouara à l'Ouest et le Mbomou au Sud (fig. 134). Les versants cuirassés ont des pentes qui varient de 10 % à l'amont à 5 % à l'aval. Les bas-plateaux forment une surface faiblement ondulée à une altitude moyenne de 600 m. Lorsqu'elles sont affleurantes, les cuirasses sont assimilées à des sols peu évolués d'érosion, caractérisés par un horizon A constitué d'une matrice brunâtre contenant des nodules ferrugineux ; cet horizon est plus riche en matière organique que la moyenne des sols d'érosion de l'ensemble du pays (BOULVERT, 1983). Lorsqu'elles sont subaffleurantes, elles se trouvent enfouies, dans la savane arborée ou la forêt semi-humide, sous 0,5 à 2 mètres de terre fine rouge à texture poudreuse ou "terre à café" ou à texture argilo-sableuse. On a vu qu'elles se dégradaient sous forêt et se formaient sous savane (chapitre 6).



DOMAINE SOUDANO-GUINÉEN

-  Savanes arborées à *Combretum mamehanko*
-  Savanes arborées à *Terminalia glaucescens*
-  Savanes herbeuses sur aires endoréiques
-  Domaine à forte concentration de «lakéré» à savanes herbeuses
-  Mosaïque savane arborée
-  Forêt semi-humide et humide

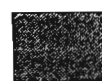
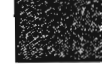
-  Savanes arborées à *Magnistipula butayei*
-  Savanes arborées à *Terminalia glaucescens* et *Anogeissus leiocarpus*
- #### DOMAINE CONGO-GUINÉEN
-  Mosaïque forêt savane avec *Anogeissus*
-  Forêt dense humide semi-caducifoliée

Figure. 131 - Distribution des principaux domaines phytogéographiques dans le Mbomou et le haut-Mbomou (document original d'après la carte phytogéographique du Centrafrique dressée par BOULVERT, 1986).

La composition géochimique et minéralogique des cuirasses de cette région varie, on l'a vu, en fonction de leur situation géomorphologique. D'une manière générale, les rapports minéralogiques RHG et RKGi varient selon les faciès pétrographiques.

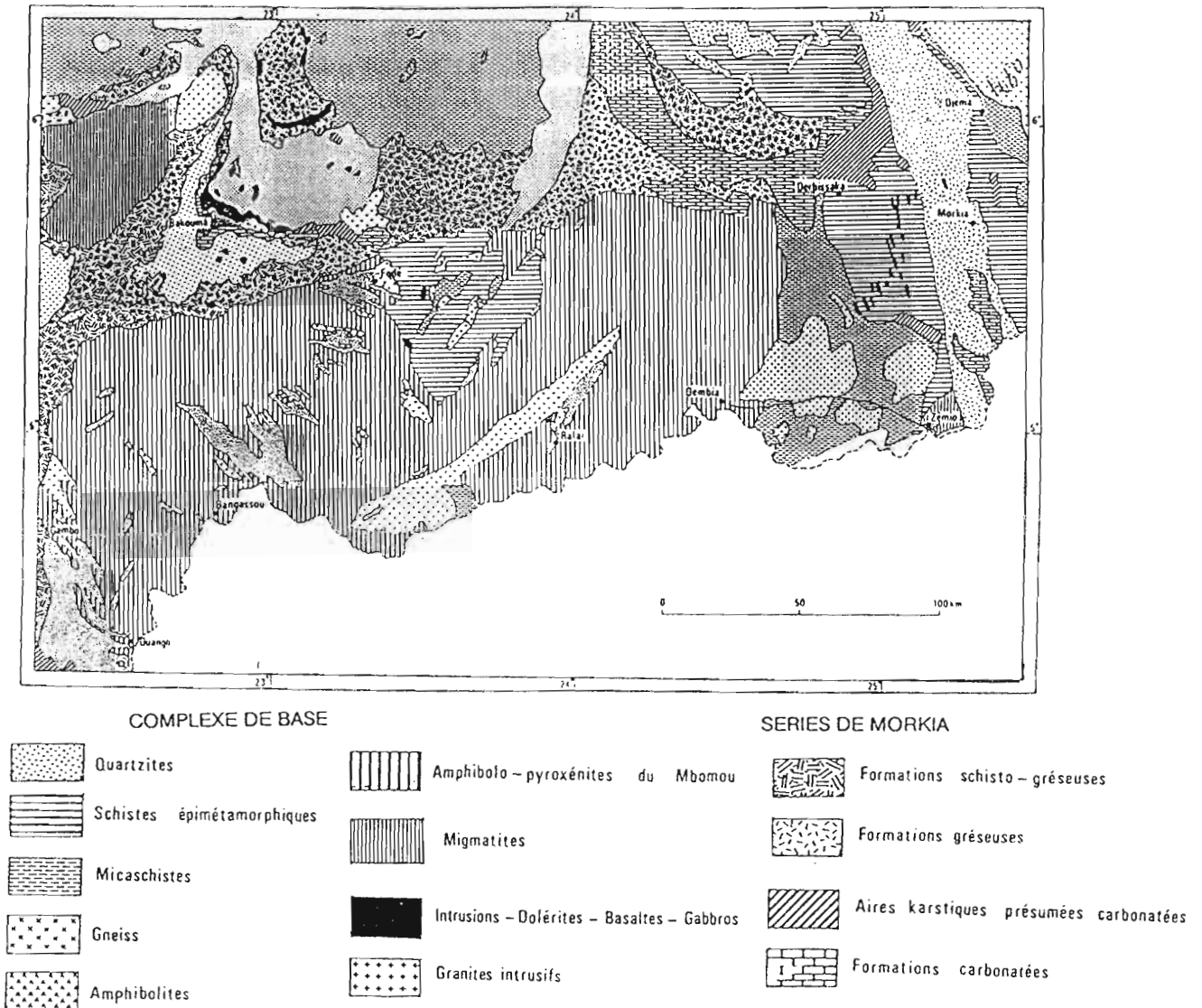


Figure. 132 - Distribution des formations géologiques dans le Mbomou et le Haut-Mbomou (d'après la carte géologique au 1/1.000.000 de MESTRAUD, 1982).

1 - Les cuirasses ferrugineuses des plateaux élevés

Les cuirasses ferrugineuses des plateaux élevés sont partout massives ou paranodulaires, épaisses de 3 à 4 mètres, de couleur violacée. Elles sont bien développées dans un périmètre défini par Dembia, Baroua et Zémio (fig. 130), et sont dégradées vers Rafai et Bangassou, conformément au développement important de la forêt (fig. 130 et 131).

Lorsque les cuirasses des haut-plateaux sont paranodulaires, les nodules ne sont pas très bien individualisés et sont de grande taille ($>$ ou $=$ 2 cm). Ces cuirasses sont essentiellement constituées d'hématite et de kaolinite avec un peu de goéthite et de gibbsite. Elles sont d'autant plus goéthitiques qu'elles sont paranodulaires, et que les nodules présentent des cernes bruns périphériques. Les cuirasses massives sont les plus

riches en hématite et surtout en kaolinite (BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988).

Sur les haut-plateaux, la composante principale du drainage est verticale. Par ailleurs, les structures du matériel parental y sont bien reconnaissables par l'examen des linéaments relevés sur les photos de la couverture aérienne de la région par BOULVERT (1990) (fig. 135).

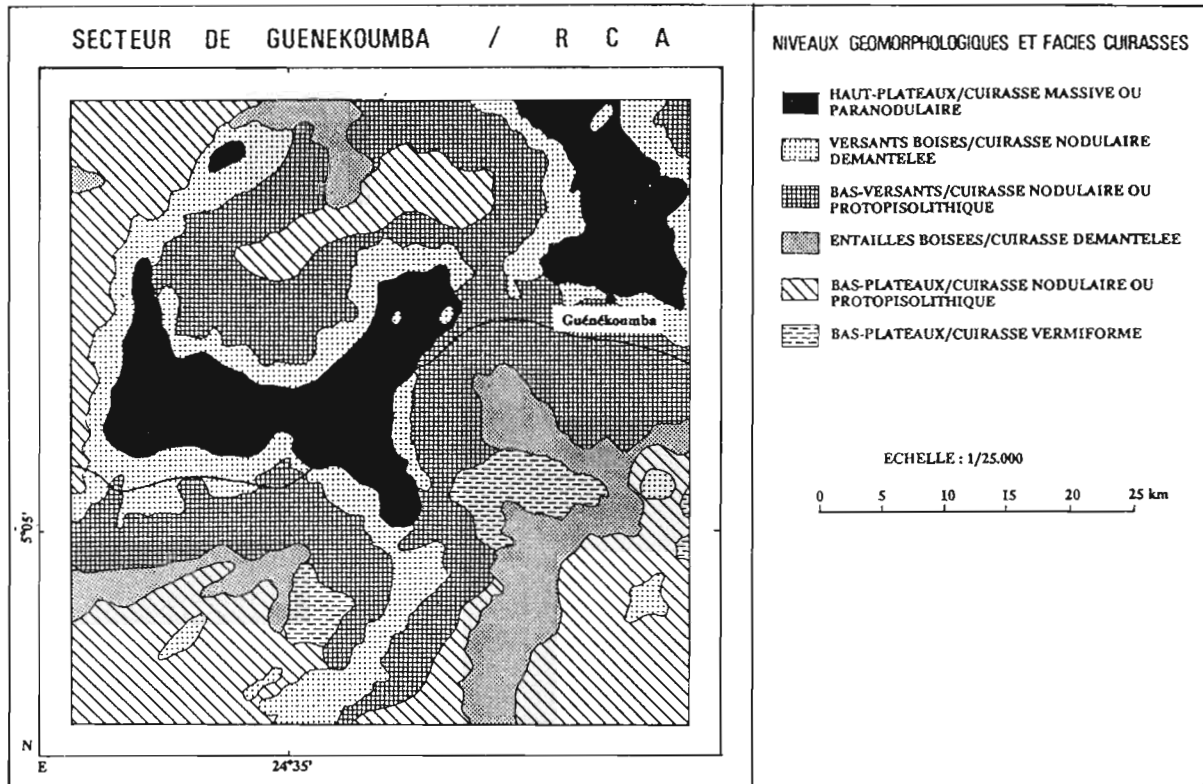


Figure. 133 - Répartition des cuirasses selon la morphologie dans la région de Guénékoumba dans le Haut-Mbomou.

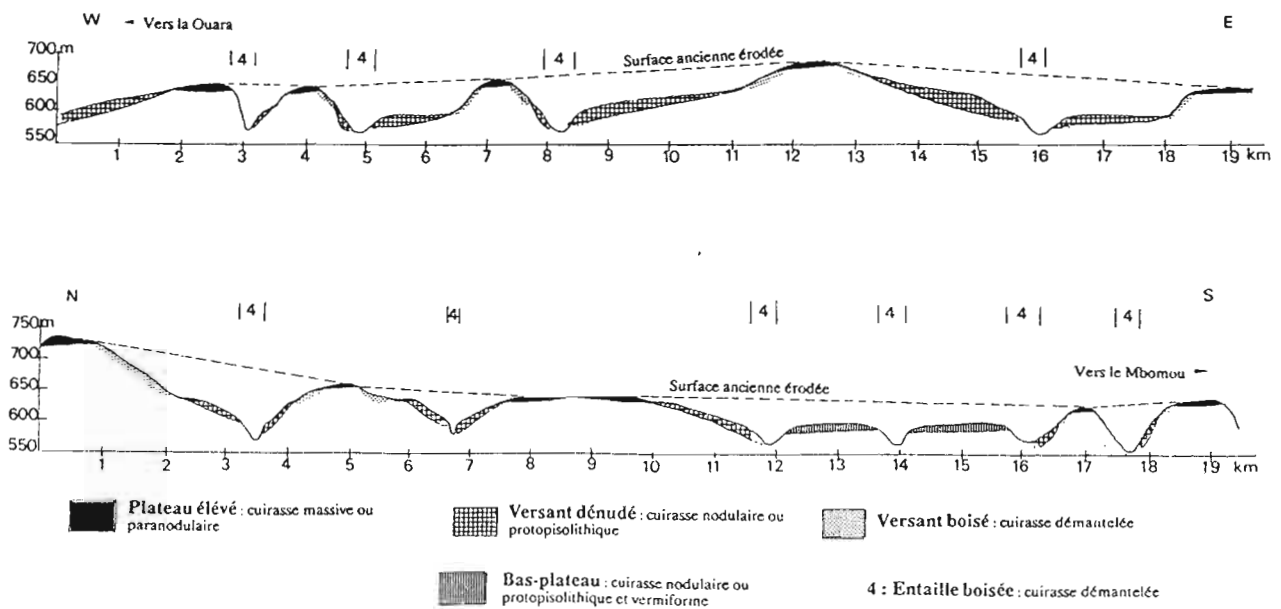
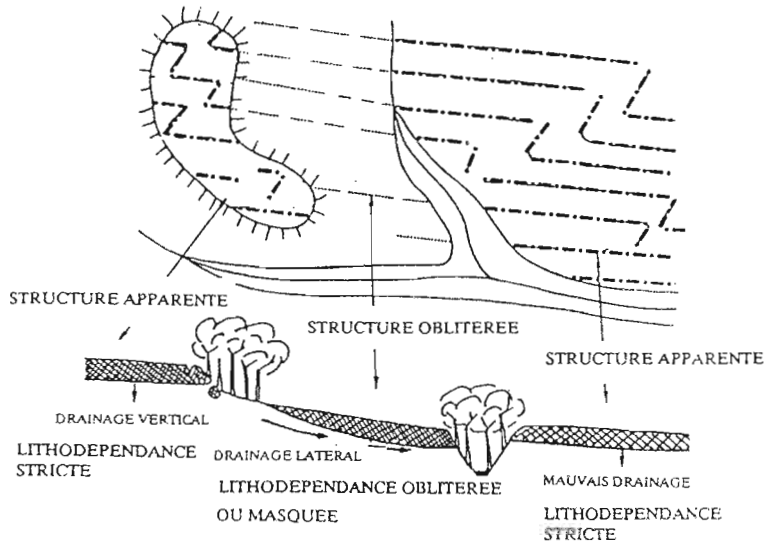


Figure. 134 - Enchaînement des cuirasses sur une même surface ondulée et érodée différemment d'Est en Ouest, et du Nord au Sud, dans la région de Dembia-Zémio.

2 - Les cuirasses ferrugineuses des versants

Les cuirasses ferrugineuses des versants, en contrebas des plateaux élevés, sont nodulaires ou protopisolithiques. Les nodules sont bien individualisés de taille de l'ordre du centimètre, et présentent généralement des cernes et des cortex périphériques.



Dans la partie supérieure du versant, comme cela a été montré pour un cas représentatif de la région, elles se dégradent chimiquement et se démantèlent sous forêt semi-humide, cédant le pas à des sols ferrallitiques qui renferment un horizon caillouteux de démantèlement de la cuirasse. Par ailleurs, vers Bangassou, l'ensemble des versants est boisé.

Figure. 135 - Différenciation des signatures structurales sur les surfaces cuirassées selon la topographie dans la région de Dembia-Zémio.

A l'aval, elles sont affleurantes ou subaffleurantes. D'une manière générale, les cuirasses de versants sont riches en hématite, plus goéthitiques et surtout gibbsitiques, et moins kaolinitiques que les cuirasses des plateaux élevés (BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988).

Les structures figurées par les linéaments sont dans ce cas peu visibles (fig. 135), l'essentiel du drainage se produisant latéralement sur les versants.

3 - Les cuirasses des bas-plateaux

Les cuirasses des bas-plateaux sont partout affleurantes ou recouvertes d'une couche de matériau remonté par les termites. Elles recouvrent des surfaces légèrement ondulées, avec des zones légèrement bombées ou déprimées en alternance. Elles sont largement développées vers l'Ouest de notre zone d'étude (fig. 135).

Elles se présentent sous deux faciès pétrographiques : nodulaire ou protopisolithique et vermiforme au sens de Mac FARLANE (1976). Les premières rappellent les cuirasses de versants mais sont plus riches en goéthite, tandis que les secondes sont essentiellement constituées de goéthite, kaolinite et quartz (BEAUVAIS, 1989), et soumises à des conditions hydromorphes. Comme sur les haut-plateaux, les linéaments figurant les structures du matériel parental sont abondants (fig. 135), et la composante du drainage, qui est par ailleurs mauvais, est essentiellement verticale.

III - LES CUIRASSES FERRUGINEUSES DU CENTRAFRIQUE

Les cuirasses ferrugineuses du Centrafrique se distribuent suivant trois grands domaines pédoclimatiques : (1) un domaine ferrallitique où les cuirasses se démantèlent sous les effets de l'érosion chimique, et où les sols ferrallitiques à horizon nodulaire

prédominant - ce domaine est largement développé plus au sud dans la forêt équatoriale ; (2) un domaine ferrallitique largement cuirassé sur toute la Surface Centrafricaine au centre et à l'Est ; (3) un domaine ferrugineux tropical à carapace tout au nord (BOULVERT, 1983), où les cuirasses se dégradent comme l'a décrit LEPRUN (1979) au Burkina Faso.

Ces trois grands domaines correspondent par ailleurs aux trois grands types climatiques et phytogéographiques décrits dans le premier chapitre : (1) guinéen forestier, (2) soudano-guinéen et (3) soudano-sahélien. Autrement dit, ils sont globalement en équilibre sous les conditions climatiques actuelles. Néanmoins, chacun de ces domaines peut renfermer des formes et des faciès anciens qui apparaissent en déséquilibre climatique, et qui en revanche constituent des marqueurs des conditions climatiques qui prévalaient lors de leur formation.

Les cuirasses du Centrafrique se distribuent depuis la surface de la Lim-Bocaranga à l'altitude de 1260 m jusqu'aux terrasses alluviales de l'Oubangui à l'altitude de 350 m.

En Centrafrique, les cuirasses latériques ferrugineuses sont largement développées sur tous les types de roches mères, acides (granite, gneiss, schistes...) ou basiques (amphibolites, dolérites...). Elles recouvrent la plus grande partie de la Surface centrafricaine (fig. 136) qui représente environ 50% du territoire centrafricain.

Le climat qui règne sur la surface Centrafricaine, et notamment dans la région de Dembia-Zémio est de type tropical contrasté à tendance humide avec des pluviométries moyennes annuelles comprise entre 1400 et 1700 mm, une température moyenne annuelle de 25°C, des humidités relatives moyennes annuelles comprises entre 50 et 95%, et une saison sèche comprise entre 2 et 4 mois.

Par ailleurs, le Centrafrique situé sur la bordure Nord du craton Congolais est très éloigné des côtes, et a peu subi les influences océaniques et tectoniques depuis le Crétacé supérieur. Les grands accidents du Nord (Fossé de Doba-Birao) datent de l'Albien, et dans une moindre mesure la faille de la Yakéline au Sud sont les principaux accidents structuraux ayant imprimé le modelé des paysages centrafricains et le tracé actuel du réseau hydrographique. Les failles de la Yakéline ont joué au Pliocène, entraînant une reprise d'incision du réseau hydrographique, et imprimant une nouvelle morphologie aux cours d'eau du bassin de l'Oubangui à la suite de mouvements épirogéniques (BOULVERT, 1990). On peut envisager en première approximation que le réseau hydrographique secondaire date de cette époque. Partout, les manteaux d'altération cuirassés sont entaillés par ce réseau, mais rarement jusqu'à la roche mère. Il en découle que les cuirasses les plus anciennes qui ont été corrélées au niveau intermédiaire (ESCHENBRENNER et BOULANGE, communication orale) d'âge généralement estimé Pliocène, sont certainement plus anciennes, probablement Eocène (BOULVERT, 1971).

En l'absence de mouvements tectoniques de grande ampleur sur le territoire centrafricain, ce sont les climats successifs qui influencent les processus d'altération des roches ainsi que les mécanismes de la pédogénèse et notamment ceux du cuirassement latéritique des produits dérivés. De tels climats, ont pu opérer pendant toute la durée du Tertiaire (TARDY et al., 1990), et sont encore actifs aujourd'hui.

Le degré d'induration des cuirasses, et leur richesse en fer est fonction du type de roche mère sur laquelle elles se développent, mais aussi, on l'a montré, de leur situation géomorphologique.

Les cuirasses les plus indurées et les plus évoluées du Centrafrique se trouvent sur

amphibolites et schistes épimétamorphiques de la région de Dembia-Zémio dans le Haut-Mbomou d'une part (Fig. 136), et sur schistes dominants avec des niveaux de quartzites et de roches vertes intercalés de la série de Kouki au nord-ouest d'autre part (BOULVERT, 1971).

En bordure de la Surface Centrafricaine, les cuirasses se démantèlent au Sud, dans la forêt humide guinéenne et au Nord dans les savanes sèches soudano-sahéliennes. Le démantèlement vers le Sud est bien représenté dans les régions de Nola-Bayanga en Haute-Sangha, qui est la zone de prédilection des sols ferrallitiques ou "terres à café" (BENOIT-JANIN, 1962), et au Sud de Bangassou, tandis que vers le Nord, il est effectif au delà d'un axe Bossangoa-Ndélé (fig. 136). Dans cette région, des sols ferrugineux tropicaux et des vertisols se développent sur roches basiques et dans les dépressions du paysage (BOULVERT, 1983).

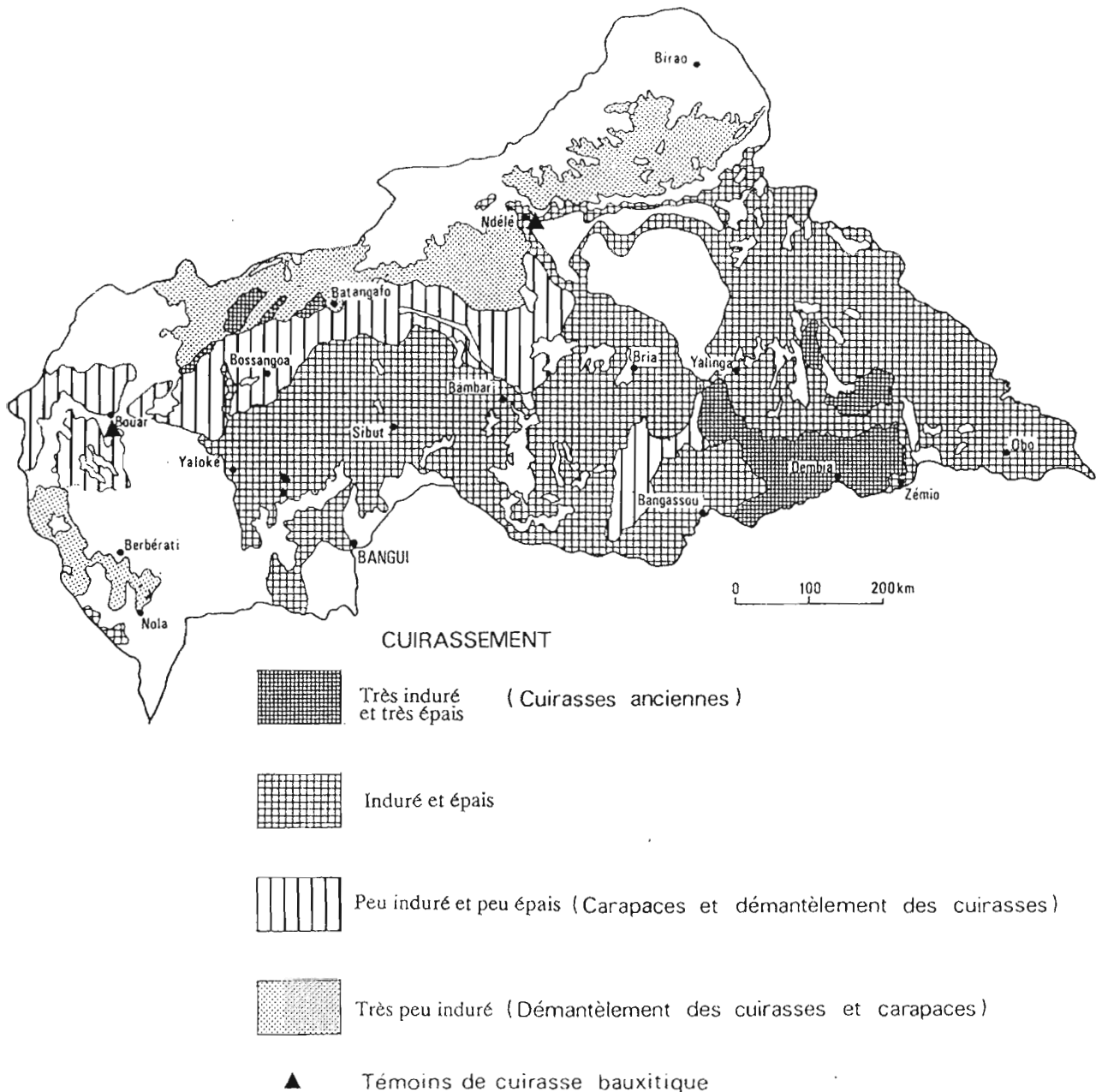


Figure. 136 - Extension et évolution du cuirassement en Centrafrique (document original d'après la carte pédologique des sols dressée par BOULVERT, 1983, pour l'Atlas "Jeune Afrique" du Centrafrique, 1984).

Pourtant, on voit sur la figure 136 que les deux régions les plus cuirassées du territoire, Dembia-Zémio dans le Haut-Mbomou au Sud-Est, et Kouki au Nord-Ouest sont situées aux limites orientale et septentrionale de la Surface Centrafricaine.

La situation limite du Haut-Mbomou, à la charnière entre deux grands domaines climatiques antagonistes, équatorial au sud et tropical contrasté au nord, explique la diversité des faciès cuirassés qui s'y forment. Les uns sont en déséquilibre pédoclimatique et ce sont les plus anciens. Les autres par voie de conséquence, sont stables dans les conditions climatiques actuelles et ce sont les plus jeunes. Les premières ont commencé à se former il y a plusieurs dizaines de millions d'années, et elles ont enregistré les fluctuations climatiques du Cénozoïque. Ce sont aussi celles qui surmontent les profils d'altération les plus épais comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents. Enfin, c'est dans le Haut-Mbomou que l'on trouve les cuirasses les plus riches en fer et en hématite.

De même, la région de Kouki se situe à la limite Nord du domaine soudano-guinéen et à la limite Sud du domaine soudano-sahélien. Comme dans le Haut-Mbomou, le cuirassement y est très important et les systèmes cuirassés étagés qui s'y développent sont emboîtés les uns dans les autres. Cependant, à Kouki, les cuirasses qui occupent les plateaux de la surface supérieure sont plus riches en fer, en goethite et kaolinite que celles des versants (BOULVERT, 1971), qui sont en revanche plus riches en hématite. Plus bas, en bordure des talwegs, des sols hydromorphes à tendance vertique peuvent se former sur roches vertes.

Il semble donc qu'ici comme dans le Haut-Mbomou, des systèmes de cuirasses et de sols différents se distribuent dans le paysage et signent dans le temps des climats différents. A Kouki comme à Dembia, ce sont les cuirasses des hauts-plateaux qui sont les plus anciennes, et aujourd'hui en déséquilibre climatique vis à vis des systèmes cuirassés de pente et des vertisols associés dans les bas-fonds. Dans ces deux régions les cuirasses se sont développées pendant les longues périodes de stabilité tectonique du Tertiaire, sur des roches riches en fer et sous des climats favorables à leur développement et à leur pérennité.

A Kouki et à Dembia, le cuirassement est polygénique. Il présente des formes anciennes, les plus hautes en altitude, qui sont actuellement en déséquilibre climatique et se dégradent, et des formes plus jeunes, les plus basses, en équilibre avec les conditions climatiques actuelles, et qui se développent préférentiellement aux premières.

Aujourd'hui, Kouki est soumis à un climat beaucoup plus sec que Dembia.

IV - BILAN DE L'ÉROSION ACTUELLE SUR LE BASSIN CUIRASSE DE L'OUBANGUI

A - INTRODUCTION

Le bilan de l'érosion actuelle sur le bassin cuirassé de l'Oubangui est examiné à travers les flux de matières solides et solubles exportés par le fleuve à Bangui, partant du fait qu'une grande partie de ces flux provient de l'érosion chimique et mécanique des roches présentes sur le bassin versant, et dont la plupart sont masquées par un manteau cuirassé épais.

Le cuirassement est un phénomène pédogénétique résultant à la fois des processus d'altération et d'érosion qui dépendent du climat défini par la pluviosité, la température et l'humidité relative de l'air (TARDY et al., 1988). En Centrafrique, un cuirassement

actuel dérivant du démantèlement a été décrit sous climat tropical contrasté à tendance humide (chapitre 6), caractérisé par les valeurs moyennes des paramètres suivantes : température moyenne annuelle de 25 °C, pluviosité moyenne annuelle de 1600 mm, humidité relative de l'air moyenne annuelle de 80 %.

Avec la température, la pression de gaz carbonique de l'atmosphère régule les processus d'altération des roches et les quantités de matières évacuées par érosion chimique et mécanique dans les rivières et les fleuves (Mc KENZIE et GARRELS, 1966 ; BERNER et al., 1983 ; GARRELS et LERMAN, 1984 ; TARDY, 1986 ; TARDY, 1990 ; PROBST, 1990).

En atténuant l'effet de la pluviosité, l'évapotranspiration détermine l'intensité du drainage continental qui contrôle les flux de matières dans les rivières.

Les fluctuations des teneurs en CO_2 dans l'atmosphère agissent sur la température de l'atmosphère. Par ailleurs, une augmentation du taux de gaz carbonique dans l'atmosphère provoquent la fermeture des stomates des plantes, diminuant par conséquent leur transpiration (WIGLEY et JONES, 1985). La quantité d'eau drainée est par conséquent augmentée, et l'érosion s'accroît.

Au total, le drainage, la température et les teneurs en CO_2 atm. interagissent sur les mécanismes et les bilans de l'érosion mécanique et chimique des cratons intra-continentaux.

On évalue ici les vitesses moyennes de l'érosion mécanique et chimique sur l'ensemble du bassin versant de l'Oubangui, et par conséquent l'augmentation ou la réduction d'épaisseur des profils d'altération, dans une région d'Afrique où le climat est très latéritisant.

Pour ce faire, on utilise les seules données dont on dispose : débits du fleuve et pluviométrie sur l'ensemble du bassin (30 à 50 ans de mesures), et mesures des charges solides et dissoutes mensuelles pour les trois dernières années (THIEBAUX, 1987 et 1989 ; PROBST et al., 1992). Les données brutes sont rassemblées dans des tableaux en annexe.

B - FLUCTUATIONS CLIMATIQUES ET BILAN DE L'ÉROSION SUR LE BASSIN VERSANT CUIRASSE DE L'OUBANGUI

Les fluctuations climatiques sur le bassin de l'Oubangui, sont lues à travers les variations des paramètres hydroclimatiques (débit, drainage, flux des matières exportées...) du fleuve Oubangui.

Le bilan de l'érosion spécifique (Ers) sur un bassin versant donné est généralement appréhendé par la mesure des paramètres hydroclimatiques à l'exutoire du bassin, qui permettent de différencier ce qui revient à l'érosion mécanique (Erm) due au ruissellement de surface (Rs), de ce qui est attribuable à l'érosion chimique (Erc) due au drainage interne ou à l'écoulement de la nappe.

Sur le bassin versant cuirassé de l'Oubangui, on considère l'érosion mécanique et chimique. L'érosion mécanique est mesurée à partir du flux moyen annuel de matières en suspension (F_{MES}) exportées par le fleuve. L'érosion chimique est calculée à partir du flux des matières dissoutes (F_{MD}), et notamment des flux de Silice et de bicarbonates.

On évalue les vitesses d'érosion chimique et mécanique à partir des flux de matières exportées par le fleuve au cours des années 1987-1990. Les données nécessaires ont été collectées et fournies par THIEBAUX (1987).

La température moyenne annuelle qui règne sur l'ensemble du bassin versant est

de 25°C (FRANQUIN et al., 1988).

Les caractéristiques hydrologiques du bassin (THIEBAUX, 1987) sont réunies dans le tableau XLVIII, et représentent des moyennes sur 53 ans de mesures de débit à Bangui et sur environ 30 ans dans les autres stations du bassin. Les données du Mbomou, de la Ouara et du Chinko sont extraites des travaux de synthèse de THIEBAUX (1987), BOULVERT (1987) et FRANQUIN et al., (1988). Les données hydrologiques brutes sont rassemblées en annexe (tabl. 93).

TABLEAU. XLVIII - Caractéristiques hydrologiques des bassins versants de l'Oubangui, du Mbomou, de la Ouara et du Chinko (P : pluviosité moyenne du bassin ; Q : débit moyen interannuel à l'exutoire ; A : superficie du bassin ; De : drainage moyen interannuel (lame d'eau écoulée) ; Ke : coefficient d'écoulement ; Qs : débit spécifique).

Bassin	P (mm)	Q (m ³ s ⁻¹)	A (10 ³ km ²)	De (mm)	Ke	Qs (10 ¹³ l.an ⁻¹)
Oubangui	1491	4080	479,000	269	17,9	8,52
Mbomou	1550	1334	163,360	257	16,6	8,16
Ouara	1500	150	19,590	243	16,2	7,7
Chinko	1620	384	52,100	233	14,4	7,4

Pour cette période de temps, on estime le drainage $D(T^{\circ})$ (avec $T^{\circ} = 25^{\circ}\text{C}$) total moyen annuel pour le bassin versant à partir du débit moyen interannuel évalué à 4080 m³ s⁻¹ (THIEBAUX, 1987) soit 0,128 10¹⁸ g an⁻¹, ou 1,28 10¹⁴ l an⁻¹.

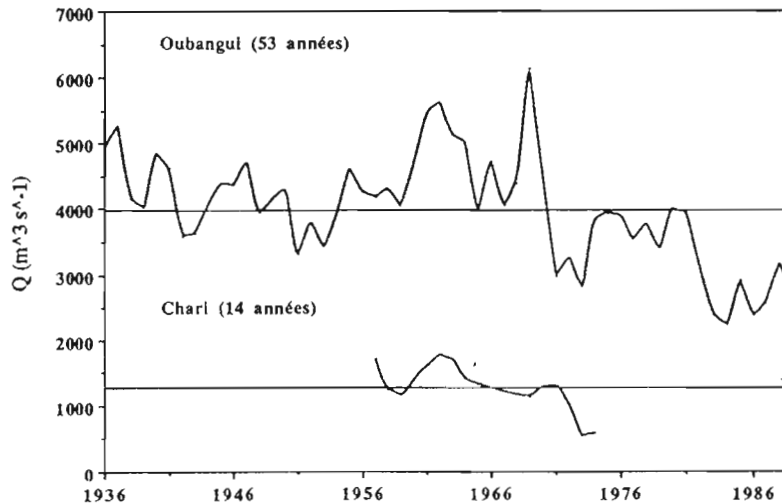


Figure. 137 - Fluctuations du débit de l'Oubangui sur un demi-siècle et du Chari sur 14 ans (d'après données compilées à partir des mesures effectuées par les hydrologues de l'ORSTOM).

A partir des mesures de débit effectuées sur l'Oubangui par les équipes d'hydrologues ORSTOM entre 1936 et 1989 (tabl. 93, an.), on enregistre les variations du débit annuel (fig. 137). L'examen de cet hydrogramme permet de distinguer trois périodes : (1) une

période normale (de 1936 à 1959) où le débit moyen annuel est de l'ordre de la moyenne des 53 années de mesure (soit environ $4000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) ; (2) une période humide (de 1960 à 1969) où le débit est supérieur à cette moyenne ; (3) une période sèche (de 1970 à aujourd'hui où au contraire il est inférieur (fig. 137). Par ailleurs, on compare cet hydrogramme à celui du Chari (GAC, 1980).

On remarquera après PROBST (1990) que l'amplitude des fluctuations normées à la moyenne est moins prononcée pour l'Oubangui que pour le Chari (fig. 138). Elle est équivalente tant que la période est humide partout, mais s'accroît plus pour le Chari que pour l'Oubangui, au début de la grande sécheresse des années 70.

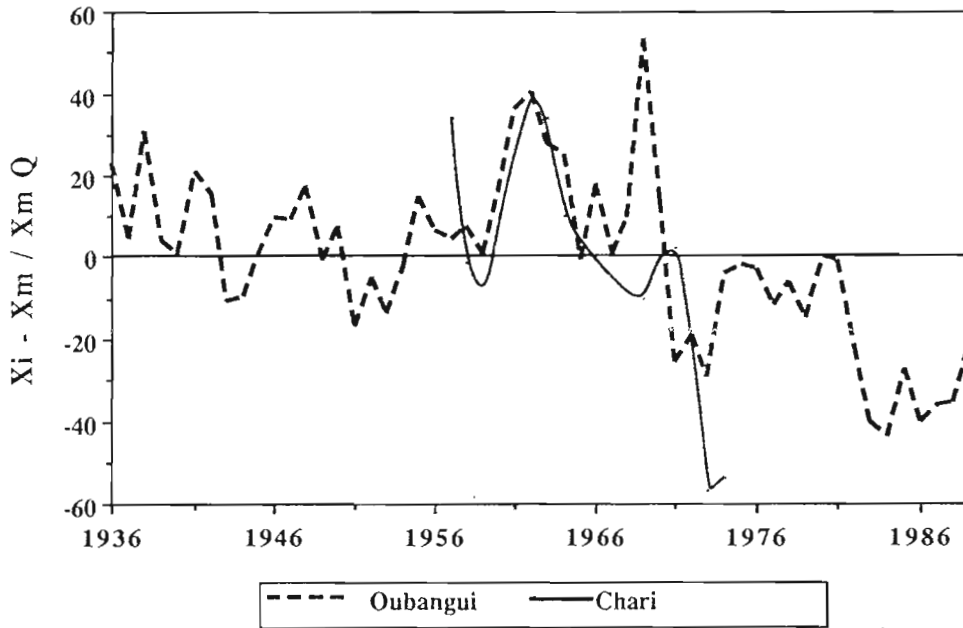


Figure. 138 - Comparaison de l'amplitude des fluctuations du débit de l'Oubangui et du Chari pour la période humide et le début de la période sèche.

1 - Relation entre la pluviométrie, le drainage et le ruissellement

La quantité d'eau précipitée au sol suit trois grands itinéraires, une partie percole, une autre ruisselle c'est la moins importante, et la troisième est évaporée, c'est la plus importante.

Le drainage comprend la lame d'eau qui percole et celle qui ruisselle. Il est équivalent au débit mesuré dans les fleuves, rapporté à la surface du bassin. Il dépend des paramètres hydroclimatiques température, et pluviométrie, et des paramètres physiques du bassin tel que sa surface, les pentes, la végétation et la couverture pédologique.

La lame d'eau ruisselée sur le bassin de l'Oubangui a été calculée à partir de la relation établie par PROBST et SIGHA (1989) pour 26 grands bassins fluviaux, dont l'Oubangui.

$$Dr = 0,183 De + 2,03 \quad (1)$$

(avec Dr : lame d'eau ruisselée en mm ; De : lame d'eau écoulée ou drainage total en mm ; $r = 0,79$, significatif à 0,01 % pour 26 bassins).

Pour les 54 années de mesure de débit sur l'Oubangui, on peut ainsi évaluer la lame d'eau ruisselée moyenne annuelle à :

$$Dr = 0,183 (269) + 2,03 = 51 \text{ mm}$$

Rapporté à la surface du bassin, cette lame d'eau ruisselée correspond à un débit ruisselé dans l'Oubangui de $775 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, d'où un coefficient de ruissellement moyen (K_r) de 19 % pour les 54 années de mesure sur le bassin oubanguien.

2 - Flux des matières exportées et bilan de l'érosion mécanique et chimique sur le bassin de l'Oubangui

Le bilan et les vitesses de l'érosion chimique et mécanique sont évaluées à partir des mesures de flux de matières solides et dissoutes à l'exutoire du fleuve Oubangui à Bangui. Les prélèvements hebdomadaires et les mesures sont le fruit du travail de THIEBAUX pendant 3 années hydrologiques d'Avril 1987 à Mars 1990 (tabl. 94 à 96, an.). Les significations des abréviations sont données comme suit :

Q : débit du fleuve ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (moyennes mensuelles données en annexe)

MES ou C_{MES} : concentration des matières en suspension mesurées ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$) (moyennes mensuelles données en annexe)

F_{MES} : Flux des matières en suspension exportées ($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ou tonnes. an^{-1})

$F_{\text{S}_{\text{MES}}}$: Flux spécifique des matières en suspension exportées (tonnes. $\text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$)

TDS : concentration des matières dissoutes en mg l^{-1}

a - Relation entre le débit et le flux de matières solides exportées par l'Oubangui. Vitesse moyenne de l'érosion mécanique actuelle sur le bassin

Le flux de matières solides en suspension (mesuré en $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$, il est exprimé en $\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ou en tonnes. an^{-1}) dans un fleuve dépend directement du débit liquide (Q, exprimé en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Les fluctuations du débit d'un fleuve dépendent des principaux paramètres hydroclimatiques qui prévalent sur ce bassin versant, parmi lesquels les précipitations, l'évapotranspiration et la température.

Les variations de la charge moyenne mensuelle des matières en suspension en fonction des débits moyen mensuels pour les trois années hydrologiques (1987-1990) permettent de distinguer trois phases (érosion, transport et sédimentation) (fig. 139) que l'on retrouve généralement pour tous les fleuves du monde (GAC, 1980 ; MEYBECK, 1984 ; MEYBECK, 1987 ; ORANGE, 1990 ; PROBST, 1990) et qui caractérisent leur dynamique. Pendant la phase d'érosion, le taux de matières en suspension augmente plus vite que le débit. Vient ensuite une période de transport des sédiments érodés où les taux enregistrés se stabilisent et parfois diminuent sous l'effet de la dilution pendant la période de la crue. Enfin, la troisième phase qui correspond à la sédimentation est caractérisée par une diminution conjointe des débits et des taux de matières solides mesurés.

On remarquera que le maximum de la charge solide précède souvent le maximum du débit (MARTINS et PROBST, 1990). Pour l'Oubangui, l'écart est d'un à deux mois suivant l'année (fig. 139). D'autre part, comme pour tous les fleuves du Monde, la charge en suspension augmente plus vite en hautes eaux qu'en basses eaux (fig. 140).

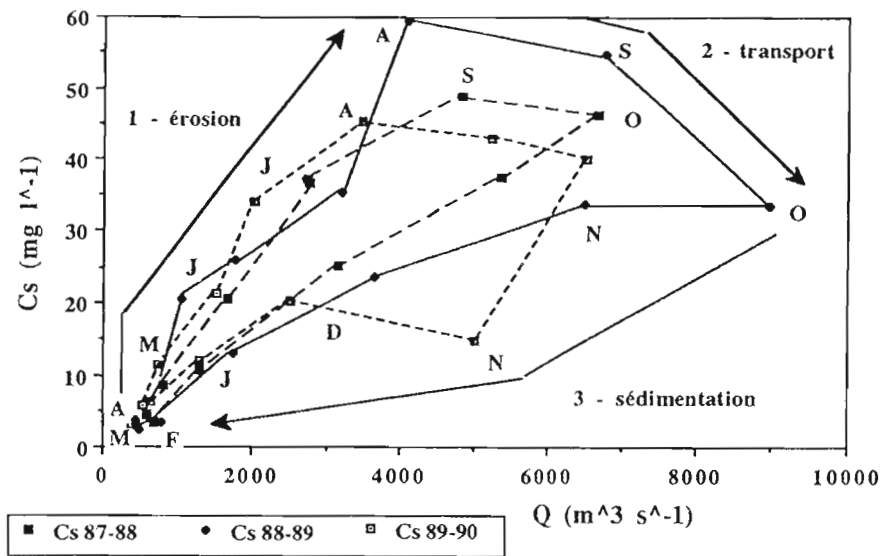


Figure. 139 - Variations mensuelles des concentrations des matières en suspension (CMES) en fonction des débits (Q) pour les trois années hydrologiques de mesure à Bangui (M : Mars A : Avril).

A partir des données obtenues pour les trois années hydrologiques (1987-1989), on met en évidence une bonne relation linéaire entre le logarithme décimal des concentrations moyennes mensuelles des matières en suspension (C_{MES}) et celui du débit (Q) (fig. 141).

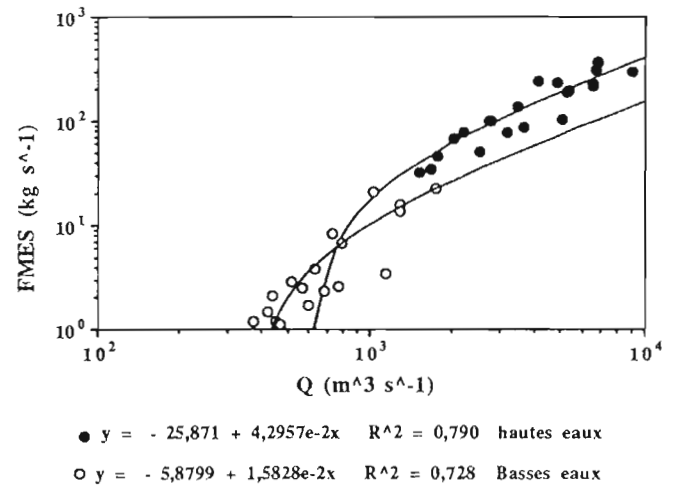


Figure. 140 - Variations saisonnières en échelle log des flux de matières solides mensuelles en fonction des débits correspondants.

Cette relation est décrite par l'équation suivante :

$$\log C_{MES} = -1,88 + 0,94 \log Q \quad (2)$$

(avec $r = 0,89$ significatif à 0,01 % pour 39 mois de mesure). C_{MES} est exprimé en mg. l^{-1} et Q en $\text{m}^3. \text{s}^{-1}$.

Pour la concentration moyenne annuelle des matières en suspension l'équation (3) corrigée devient :

$$\log C_{MES} = -1,66 + 0,94 \log Q \quad (3)$$

$$\text{sachant que : } F_{MES} = C_{MES} * Q$$

on peut évaluer le flux de la charge moyenne annuelle des matières en suspension par l'équation suivante :

$$\log F_{MES} = -0,16 + 1,94 \log Q$$

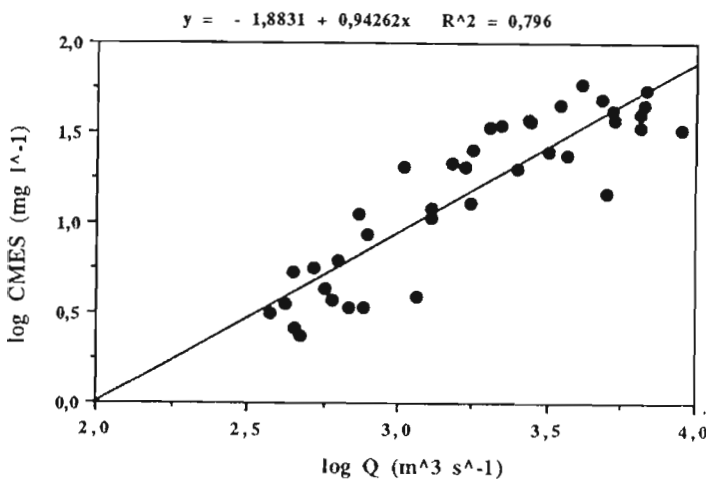
F_{MES} est exprimé ici en tonnes. an⁻¹ et Q en m³.s⁻¹

On peut également calculer à partir des équations précédentes, le flux spécifique moyen annuel des matières en suspension. Après normalisation par rapport à la surface du bassin versant qui est de 479 000 km² (THIEBAUX, 1987), l'équation calculée est la suivante :

$$\log F_{sMES} = -5,84 + 1,94 \log Q \quad (4)$$

avec F_{sMES} en tonnes. km⁻². an⁻¹ (flux spécifique des matières en suspension exportées)

Après normalisation des écarts à la moyenne, on peut suivre les fluctuations de l'érosion mécanique spécifique moyenne annuelle depuis 54 ans sur le bassin de l'Oubangui (Fig. 142).



Le flux moyen des matières en suspension exportées par le fleuve Oubangui est de 13,9 tonnes. km⁻². an⁻¹. Si on considère une densité moyenne de 2 pour les sols du bassin de l'Oubangui dont près de 50% de la superficie sont cuirassés, on évalue la vitesse d'érosion mécanique moyenne pour les 54 années de mesure de débit à 7 m. Ma⁻¹.

Figure. 141 - Variations du logarithme de la charge des matières en suspension mensuelle en fonction du logarithme du débit correspondant, pour trois années hydrologiques à Bangui.

Par ailleurs, les résultats des mesures de matières en suspension pour les trois années (1987-1989) et le bilan de l'érosion mécanique sont réunis dans le Tableau XLIX.

Aujourd'hui, la vitesse moyenne d'érosion mécanique est de 3 m. Ma⁻¹, c'est à dire environ deux fois moins rapide que la moyenne des 54 années de mesure des débits,

qui intègre une période humide (fig. 137), alors que depuis 1971, le régime de l'Oubangui connaît une période sèche.

La composition minéralogique des matières en suspension est donnée dans la figure 143 d'après les données récoltées par GOMA (1988). La kaolinite est le minéral dominant, suivi du quartz et de la goethite dont le tonnage spécifique est plus fort que pour le Chari (GAC, 1980) et les autres bassins d'Afrique (Sénégal et Niger) (ORANGE, 1990). Cela peut s'expliquer par l'intensité du cuirassement ferrugineux sur le bassin oubanguien.

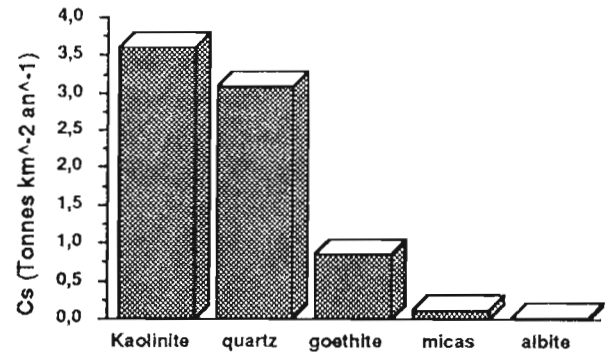


Figure. 143 - Composition minéralogique des matières en suspension pour l'année 1987 (GOMA, 1988).

TABLEAU. XLIX - Charge totale et flux spécifique des matières en suspensions, vitesses de l'érosion mécanique sur le bassin versant de l'Oubangui (moy. : moyenne ; Q : débit moyen annuel ; MES : charge moyenne annuelle des matières en suspension ; D : drainage ; F_{MES} : tonnage moyen annuel ; F_{sMES} : tonnage spécifique moyen annuel ; E_{rm} : vitesse de l'érosion mécanique globale).

année	Q (m ³ .s ⁻¹)	MES (mg.l ⁻¹)	D (mm)	F_{MES} (10 ⁶ t.an ⁻¹)	F_{sMES} (t.km ⁻² .an ⁻¹)	E_{rm} (m. Ma ⁻¹)
1987	2560	35,2	168	2,84	5,9	3
1988	3150	36,7	207	3,64	7,6	3,9
1989	2530	30	166	2,39	5	2,5
moy.	2750	34	180	2,95	6,1	3

De même la composition chimique des matières en suspension permet de calculer les tonnages spécifiques pour chaque oxydes (fig. 144).

La lame d'eau ruisselée calculée à partir de l'équation (2) est égale à 35 mm pour les trois années de mesure. D'autre part, on peut évaluer la charge solide ruisselée à partir de l'équation :

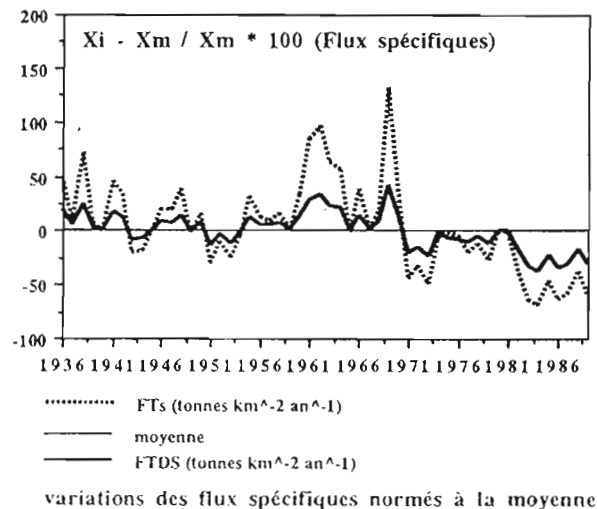


Figure. 142 - Variation comparées des flux de matières en suspension et en solutions estimées d'après l'équation (4), au cours d'un demi-siècle de mesures de débit à Bangui.

$$Cr = C_{MES} De / Dr \quad (5)$$

(avec Cr : la charge en suspension dans la lame d'eau ruisselée en mg l^{-1} ; C_{MES} : la charge en suspension moyenne annuelle mesurée dans l'Oubangui en mg. l^{-1} ; De et Dr en mm).

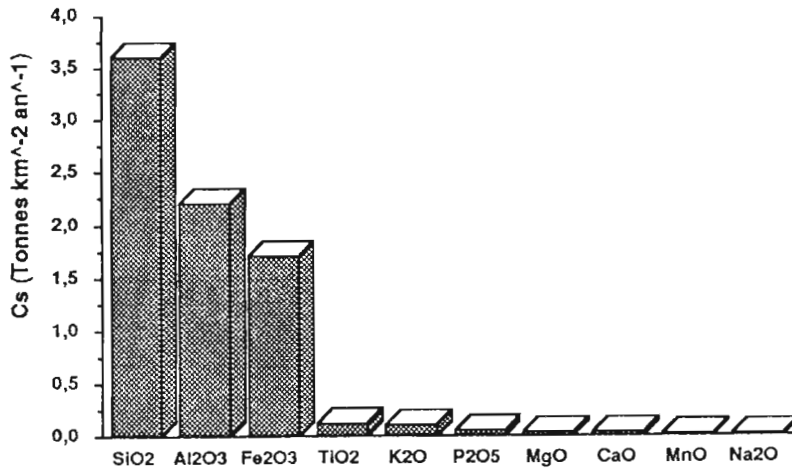


Figure. 144 - Composition chimique des matières en suspension prélevées et mesurées en 1987 (GOMA, 1988).

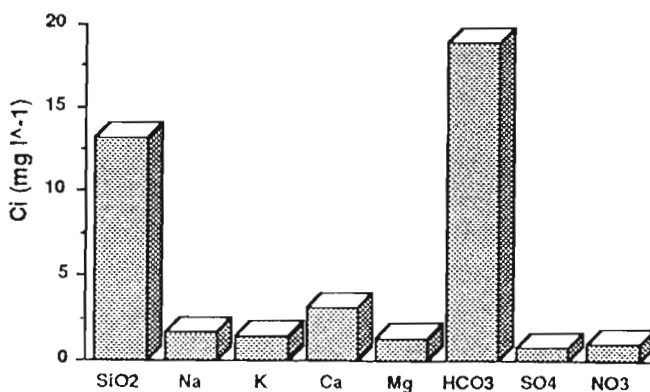
La charge ruisselée moyenne sur le bassin pour les trois années 1987-1989 est par conséquent évaluée à :

$$Cr = 34 * 180 / 35 = 175 \text{ mg. l}^{-1} \text{ soit } 0,17 \text{ g. l}^{-1}$$

Cette valeur est inférieure à celle calculée par PROBST et SIGHA (1989) qui donnent $0,29 \text{ g. l}^{-1}$.

b - Relation entre le débit et le flux des matières dissoutes dans l'Oubangui. Vitesse de l'érosion chimique moyenne sur le bassin

Les flux de matières dissoutes dans l'Oubangui sont l'objet d'un article (PROBST et al., soumis à J. of Hydrology). Cette étude tient compte de deux années de mesure 1988 et 1989.



La charge en substances dissoutes (TDS) moyenne sur les deux années de mesure est de 42 mg. l^{-1} (PROBST et al., 1992). Les 2/3 de cette charge sont représentés par la silice et les bicarbonates (fig. 145). D'une manière générale les eaux de l'Oubangui sont pauvres en cations et anions à l'exception du calcium et des bicarbonates (HCO_3^-) (fig. 145).

Figure. 145 - Composition chimique des substances dissoutes libérées lors de l'altération des roches (d'après les données fournies par PROBST et al., 1992).

Ces résultats traduisent la nature des terrains drainés. Outre la prédominance des roches cristallines et métamorphiques sur le bassin versant de l'Oubangui, l'existence de formations carbonatées masquées par les couvertures latéritiques (BOULVERT et SALOMON, 1988) contribue également à expliquer les fortes teneurs en Ca^{2+} et HCO_3^- .

On a vu précédemment que le poids des matières solides était directement proportionnel au débit, ce phénomène étant dû au ruissellement plus important pendant la saison humide qui correspond à la période de crue et de transport des matières érodées. En revanche, les charges de matières dissoutes (TDS) sont minimales pour les débits les plus forts à cause des effets de dilution (fig. 146) (PROBST et al., 1992). A l'opposé pendant la période d'étiage, on trouve généralement les concentrations en éléments dissous les plus fortes, puisqu'à cette époque de l'année les fleuves et les rivières sont alimentés exclusivement par les nappes qui se trouvent être concentrées en éléments dissous par l'évaporation.

TABLEAU. L - Composition chimique (en mg. l⁻¹) des eaux de l'Oubangui corrigée des apports atmosphériques (moy. : moyenne ; TDS : charge totale dissoute en mg l⁻¹).

année	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	TDS
1988	13,21	2,11	1,65	3,06	1,34	19,47	0,8	0,66	42,3
1989	13,18	1,18	1,27	3,23	1,4	18,58	0,78	1,27	40,89
moy.	13,19	1,64	1,46	3,14	1,37	19,03	0,74	0,96	41,58

Les résultats des analyses chimiques des eaux de l'Oubangui ont été corrigés des apports atmosphériques évalués par NKOUNKOU et PROBST (1987) à partir des rapports molaires Xi/Cl^- donnés par MEYBECK (1984). Xi correspond à la concentration de chacun des cations Na^+ , K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} , et les rapports Xi/Cl^- sont évalués respectivement à 0,815, 0,131, 0,17 et 0,14.

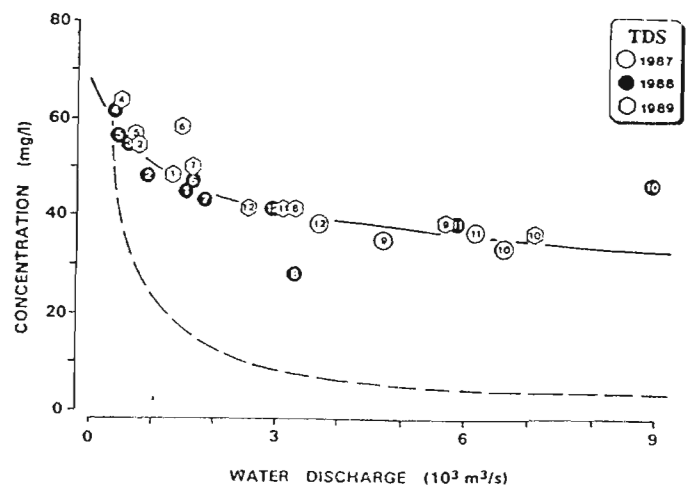


Figure. 146 - Variations de la charge mensuelle en substances dissoutes en fonction du débit correspondant pour trois années hydrologiques à Bangui (PROBST et al., 1992).

Les analyses chimiques ainsi corrigées pour les années 1988 et 1989 sont données dans le tableau L.

Les flux de substances dissoutes ont été calculés à partir des débits, selon trois méthodes empruntées à ORANGE (1990) et PROBST et al. (1992) (Tableau. LI). Ces mé-

todes dépendent du protocole des prélèvements et des mesures. Dans la figure 147, on montre que les flux calculés à partir des deux premières méthodes sont quantitativement identiques pour les substances autres que la silice et les bicarbonates.

TABLEAU. LI - Bilan de l'érosion chimique spécifique (en tonnes. km⁻². an⁻¹) des roches mesurée dans l'Oubangui (méth. : méthode ; TDS : charge totale dissoute en mg l⁻¹).

méth.	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	TDS
1	2,46	0,29	0,27	0,58	0,23	3,55	0,15	0,17	7,7
2	2,19	0,25	0,23	0,52	0,21	3,17	0,12	0,15	6,8
3	-	0,23	0,23	0,6	0,25	3,55	0,15	-	7,6

D'une manière générale, il existe une bonne relation entre les teneurs des substances dissoutes et les débits. Les teneurs diminuent de manière exponentielle quand le débit augmente (fig. 146). Pour la charge totale en substances dissoutes l'équation de cette relation s'écrit (PROBST et al., 1992) :

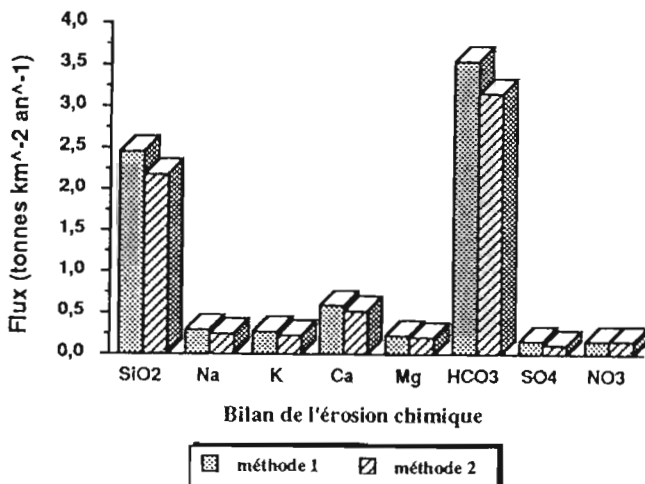
$$C_{TDS} = 51,11 Q^{-185} \quad (6)$$

(avec $r = -0,95$ significatif à 0,01 % pour 24 mois de mesure). C_{TDS} est en mg. l⁻¹ et Q en m³. s⁻¹.

Après correction des apports atmosphériques on peut écrire la relation qui lie le flux spécifique des matières dissoutes au débit :

$$F_{TDS} = 3,23 Q^{0,815}$$

avec F_{TDS} en tonnes. km⁻². an⁻¹



Cette relation nous permet d'évaluer comme pour les flux de matières en suspension, les fluctuations des flux de la charge totale dissoute qui résultent uniquement de l'altération des roches sur le bassin de l'Oubangui (fig. 142).

La moyenne de ce flux pour 54 années de mesure de débit sur l'Oubangui est de 9,9 tonnes. km⁻². an⁻¹. Si on prend 2,5 comme densité moyenne des roches compte tenu qu'une partie de la kaolinite des profils d'altération s'altère et libère de la silice, la vitesse moyenne de l'érosion chimique est

approximativement de 4 m. Ma⁻¹.

Les résultats synthétiques des mesures des matières dissoutes pour les deux années 1988 et 1989, et le bilan de l'érosion chimique figurent dans le tableau LII.

Pour les deux années considérées, la vitesse d'érosion chimique globale sur le bassin de l'Oubangui est évaluée à 3 m. Ma⁻¹. Là encore, cette valeur est légèrement inférieure à la moyenne sur les 54 années de mesure de débit.

3 - Bilan des flux de CO₂ atmosphérique consommé par l'altération chimique des roches

Les flux de CO₂ atm. consommé lors de l'altération chimique des roches sont évalués à partir des charges en bicarbonates exportés par les fleuves, qui sont calculées selon les trois méthodes évoquées plus haut (PROBST et al., 1992).

TABLEAU. LII - Charge totale et flux spécifique des matières dissoutes, vitesses de l'érosion chimique sur le bassin versant de l'Oubangui (moy. : moyenne ; Q : débit moyen annuel ; TDS : charge totale moyenne des matières dissoutes ; D : drainage ; Ft_{TDS} : Flux total annuel ; Fs_{TDS} : Flux spécifique ; Erc : vitesse moyenne de l'érosion chimique globale).

année	Q (m ³ .s ⁻¹)	TDS (mg.l ⁻¹)	D (mm)	Ft _{TDS} (10 ⁶ t.an ⁻¹)	Fs _{TDS} (t.km ⁻² .an ⁻¹)	Erc (m. Ma ⁻¹)
1988	3150	42,3	207	3,9	8,2	3,3
1989	2530	40,89	166	3,3	6,9	2,8
moy.	2840	41,58	187	3,6	7,5	3

En moyenne on trouve un flux de bicarbonates de 3,56 t. km⁻². an⁻¹ ce qui fait 58360 moles. km⁻². an⁻¹. Sachant que 75% de ce flux correspond à la quantité de CO₂ atm. consommée par l'altération des roches silicatées (PROBST, 1990), on en déduit un flux de CO₂ de 43770 moles. km⁻². an⁻¹ soit 21 10⁹ moles. an⁻¹ de CO₂ atmosphérique consommé par l'altération sur le bassin de l'Oubangui.

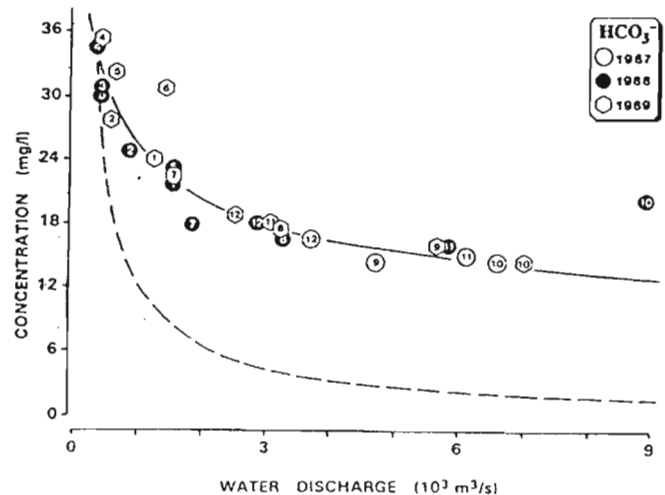


Figure. 148 - Fluctuations de la charge mensuelle en bicarbonates en fonction du débit pour trois années hydrologiques à Bangui (PROBST et al., 1992).

D'autre part PROBST et al., (1992) montrent que les teneurs en bicarbonates diminuent quand les débits augmentent (fig. 148). La relation est exponentielle et l'équation est de la forme :

$$C_{\text{HCO}_3^-} = 25,53 Q^{-0,309} \quad (7)$$

(avec $r = -0,95$ significatif à 0,01 % pour 25 mois de mesure). $C_{\text{HCO}_3^-}$ est la concentration en bicarbonates exprimée en mg. l^{-1} et Q le débit en $10^3. \text{m}^3. \text{s}^{-1}$.

Sachant que le flux de bicarbonates est égal au produit de la concentration en bicarbonates par le débit :

$$F_{\text{HCO}_3^-} = C_{\text{HCO}_3^-} \cdot Q$$

on peut écrire après transfert et normalisation sur l'année :

$$F_{\text{HCO}_3^-} = 805. 10^3 Q^{0,691}$$

avec $F_{\text{HCO}_3^-}$ le flux moyen de bicarbonates en t. an^{-1} et Q le débit moyen annuel en $10^3. \text{m}^3. \text{s}^{-1}$.

Le flux de CO_2 atmosphérique consommé par érosion chimique des roches silicatées sur le bassin de l'Oubangui représentant 75% du flux total de bicarbonates, on peut évaluer le flux spécifique de CO_2 (F_{CO_2} en $\text{moles. km}^{-2}. \text{an}^{-1}$) à partir de l'équation suivante :

$$F_{\text{CO}_2} = 2,1. 10^4 Q^{0,691}$$

Cette équation montre que les variations du flux de gaz carbonique atmosphérique consommé par l'érosion chimique des roches silicatées sur le bassin de l'Oubangui sont parfaitement décrites par celles des débits.

4 - Bilan de L'altération et de l'érosion selon la méthode de GAC et PINTA (1973)

Le bilan de l'altération et de l'érosion spécifique est évalué en considérant les processus de l'érosion chimique et mécanique, selon la méthode proposée par GAC et PINTA (1973).

L'Oubangui évacue chaque année essentiellement de la kaolinite, du quartz en suspension, et de la silice et des bicarbonates en solution. Les saprolites des profils d'altération sont essentiellement constituées de kaolinite et de quartz résiduel.

La composition chimique moyenne des roches mères sur le bassin de l'Oubangui est considérée comme proche de celle des roches du bassin du Chari (GAC et PINTA, 1973).

L'analyse est la suivante : Quartz = 36 % ; SiO_2 comb. = 32,1 ; Al_2O_3 = 13,8 ; Fe_2O_3 = 5,1 ; TiO_2 = 0,5 ; Na_2O = 4,4 ; K_2O = 3 ; CaO = 2,8 ; MgO = 2 ; Total = 99,7.

a - bilan de la kaolinite

La densité moyenne de la roche est de 2,65 (GAC et PINTA, 1973). 1 m^3 de

roche saine contient donc :

950 kg de quartz, 850 kg de silice combinée et 366 kg d'alumine (Al_2O_3). Si toute l'alumine est associée à une partie de la silice pour former de la kaolinite, il faut évacuer 420 kg de silice. Le poids de kaolinite formée est alors égal à 927 kg.

GOMA (1988) a mesuré que l'Oubangui avait évacué en 1988 1 160 000 tonnes de kaolinite en suspension, soit une érosion spécifique de $2,4 \text{ t. km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$.

En tenant compte (1) du taux de dissolution du quartz évalué à 15 % sous climat tropical contrasté (LELONG, 1967 ; TARDY, 1969), et (2) du tonnage de silice dissoute dans l'Oubangui pour l'année 1988 qui est de 1 310 000 tonnes (PROBST et al., 1992), on évalue que le soutirage chimique qui correspond à la kaolinisation de la roche représente 75 % du tonnage de silice dissoute soit 982 500 tonnes. L'érosion chimique spécifique correspondante est donc de $2,05 \text{ t. km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$, ce qui correspond à une progression du front d'altération de $4,9 \text{ m. Ma}^{-1}$, et à la formation de $4,4 \text{ tonnes. km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ de kaolinite.

Or, $2,4 \text{ tonnes. km}^{-2}$ de kaolinite en suspension ont été évacués en 1988, ce qui correspond à 54,5 % de la kaolinite formée lors de l'altération chimique. Il reste donc $2 \text{ tonnes. km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ de kaolinite dans les profils d'altération, ce qui entraîne une vitesse d'épaississement de ces profils de $2,15 \text{ m. Ma}^{-1}$ pour l'année 1988.

Cette vitesse est du même ordre de grandeur que celle évaluée pour le bassin du Chari par GAC et PINTA (1973).

b - Bilan du quartz

La vitesse de l'altération chimique étant de $4,9 \text{ m. Ma}^{-1}$, et 1 m^3 de roche contenant 950 kg de quartz, le poids de quartz accumulé pour l'année 1988 au niveau des arènes est de $4,2 \text{ tonnes. km}^{-2}$. Il s'en dissout 15 % c'est à dire $0,63 \text{ tonnes. km}^{-2}$, qui participe au bilan de la silice en solution.

La masse de quartz en suspension évacuée en 1988 dans les eaux de l'Oubangui est de 992 000 tonnes (GOMA, 1988), ce qui correspond à une ablation de $2,1 \text{ tonnes. km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$.

La part des matières en suspension qui revient au charriage de fond sur l'Oubangui est évalué en moyenne à 10 % du flux total des matières solides exportées, partant des valeurs estimées pour le Congo, 7 % (SPRONK, 1941), et pour la Côte d'Ivoire comprises entre 5 et 12 % (MATHIEU, 1972). On calcule ainsi que 250 000 tonnes de sédiments ont été charriés au fond de l'Oubangui.

En considérant après GAC et PINTA (1973) que ces matières charriées sont essentiellement quartzieuses, on obtient une masse de quartz exporté maximale de 1 242 000 tonnes pour l'année 1988, ce qui correspond à une érosion spécifique maximale de $2,6 \text{ tonnes. km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$.

Ajouté au $0,6 \text{ tonnes. km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ de quartz dissout lors de l'altération, on obtient $3,2 \text{ tonnes. km}^{-2}$ de quartz évacué par érosion chimique et mécanique en 1988.

Par conséquent, environ $1 \text{ tonnes. km}^{-2}$ de quartz se maintient soit sur les berges (GAC et PINTA, 1973), et dans ce cas le charriage de fonds a été sous-estimé, soit dans les profils ou dans les bas-fonds comme il a été montré par ROQUIN et al., (1989) dans la région de Kangaba au Mali.

C - CONCLUSION

Les données hydrologiques acquises sur le bassin versant cuirassé de l'Oubangui montrent que le paramètre hydrologique qui régle l'érosion géochimique sur le bassin versant de l'Oubangui est le débit.

Cela se traduit par des flux moyens annuels de MES, TDS et de gaz carbonique qui augmentent proportionnellement à l'augmentation des débits.

Par ailleurs, il semble que les débits soient proportionnels au volume d'eau précipitée, sans que cette relation soit modifiée par les fluctuations interannuelles de l'évapo-transpiration. Il semblerait que la température moyenne annuelle reste par conséquent relativement constante d'une année à l'autre.

Durant les années humides, l'érosion chimique et mécanique sont plus intenses que durant les années sèches.

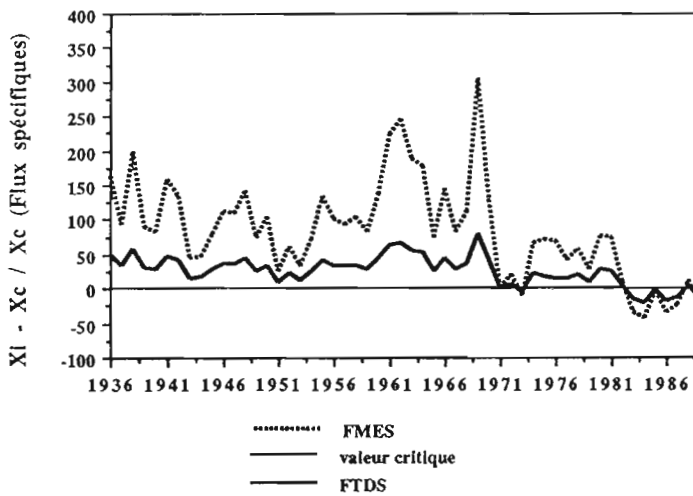


Figure. 149 - Variations des flux spécifiques normés par rapport à la valeur critique, pour laquelle les flux solides sont égaux aux flux dissous.

Cependant, les flux MES et les flux TDS s'équilibrent pour une valeur critique de l'érosion spécifique évaluée à 7,9 tonnes. km⁻². an⁻¹ (fig. 149) qui correspond à un débit de 2980 m³. s⁻¹, soit un drainage continental (lame d'eau écoulée) de 196 mm. Au dessus de ces valeurs d'équilibre le flux MES est supérieur au flux de TDS (fig. 149). En revanche, au dessous de cette valeur critique ce sont les flux de TDS qui sont les plus forts. Autrement dit, pour un drainage supérieur à 196 mm, les processus de dénudation l'emportent sur les processus de d'altération. Au dessous de cette valeur, le bilan s'infléchit en faveur de l'érosion chimique et les profils d'altération s'épaississent.

Les matières en suspension sont essentiellement constituées de kaolinite, quartz et goethite. Or, nous avons vu dans les chapitres précédents que ces minéraux étaient les constituants essentiels des saprolites et argiles tachetées des profils d'altération. Par ailleurs, on envisageait après FREYSSINET (1990), le transport de ce matériel argilo-sableux ferrugineux par les termites jusqu'à la surface, avant qu'il ne soit érodé par les eaux de ruissellement.

Les matières dissoutes sont essentiellement siliceuses, bicarbonatées et calco-sodiques. L'essentiel des flux de silice est représenté par les matières en suspension (kaolinite + quartz), tandis que les flux de bicarbonates sont exportés essentiellement sous forme dissoute.

Le bilan du gaz carbonique atmosphérique consommé par l'altération des roches

silicatées correspond à 75 % du flux de bicarbonates, 25 % provenant de l'altération des formations carbonatées présentes sur le bassin (BOULVERT et SALOMON, 1988 ; PROBST, 1990). En moyenne, et pour les 54 années de mesure de débit, le flux de CO_2 est de 54 500 moles. km^{-2} . an^{-1} , soit 26,1 10^9 moles. an^{-1} consommées par l'altération des roches silicatées. Le régime du fleuve est un bon indicateur de l'intensité des processus d'altération latéritiques, puisque les fluctuations des teneurs en gaz carbonique consommé lors de ces processus sont parfaitement décrites par celles des débits du fleuve.

Les mesures des flux de silice et de la kaolinite exportées permettent de calculer en première approximation selon la méthode de GAC et PINTA (1973) la vitesse d'approfondissement d'un profil d'altération se développant aux dépens d'une roche mère moyenne. Cette vitesse égale à 2,15 m. Ma^{-1} est du même ordre de grandeur que celle calculée par GAC et PINTA (1973) sur le bassin du Chari.

V - LES CUIRASSES D'AFRIQUE

Nous verrons successivement la nature du cuirassement, puis la distribution et la signature paléoclimatique des cuirasses en Afrique de l'Ouest, en Afrique centrale et en Afrique du Sud-Est, en relation avec le façonnement des surfaces d'aplanissement et la nature des roches mères. Pour cela, on utilisera la littérature existante à ce jour.

A - LE CUIRASSEMENT EN AFRIQUE DE L'OUEST

En Afrique de l'Ouest le cuirassement est un trait majeur des paysages. Il se présente sous la forme de bauxites et de cuirasses ferrugineuses largement distribuées sur divers types de roches mères, et sur des surfaces d'aplanissement culminant à des altitudes variées. KOBILSEK (1989), TARDY et al., (1990), en ont fait un inventaire détaillé et précis. Notre propos n'est donc pas de répéter ce qui a déjà été fait, mais de rappeler les grands thèmes et les leçons principales qui ont été tirées des principaux travaux des pédologues et des géologues qui se sont succédés sur les "bowés" Ouest-africain. Deux grandes tendances se dégagent, les uns favorisent les processus d'érosion mécanique conduisant au façonnement de surfaces d'aplanissement cuirassées étagées et d'âge différents (MICHEL, 1969 ; GRANDIN, 1973), alors que les autres privilégient plutôt les processus d'altération chimique des roches précédant les processus pédogénétiques, menant au développement de cuirasses autochtones, lithodépendantes et de même âge (NAHON, 1976 ; LEPRUN, 1979).

D'autre part, le problème de la datation des cuirasses latéritiques demeure toujours non résolu, et il sera discuté plus bas.

1 - Relation cuirassement - surface d'aplanissement

Une surface d'aplanissement ou pénégène résulte de processus d'altération et d'érosion répétés dans le temps en relation avec les fluctuations climatiques et tectoniques (MILLOT et al., 1976 ; MILLOT, 1980 ; MILLOT, 1981). En Afrique subsaharienne, ces surfaces sont généralement cuirassées.

En Afrique de l'Ouest, après MICHEL (1969), de nombreux auteurs ont reconnu cinq niveaux cuirassés correspondant à cinq surfaces d'aplanissement, chacune résultant de cycles climatiques et tectoniques différenciés du Mésozoïque au Quaternaire récent (BOULANGE, 1970 ; ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970 ; BOULET, 1970 ;

GRANDIN, 1973 ; BOULANGE et al., 1973, in KOBILSEK, 1989).

On rappellera pour mémoire ces cinq niveaux : bauxitique, intermédiaire, haut-glacis, moyen glacis et bas-glacis. MICHEL (1969) distingue trois surfaces bauxitiques en Guinée : Labé située à des altitudes comprises entre 1100 et 1400 m, Dongol Sigon qui culmine entre 850 et 1150 m, et Fantofa située entre 500 et 650 m (fig. 150). Ces trois surfaces bauxitiques sont datées respectivement, selon leur position topographique et à partir de corrélation avec d'autres formations géologiques voisines, du Jurassique moyen, Crétacé et Eocène. Tous les témoins bauxitiques reconnus en Afrique de l'Ouest sont généralement rattachés à la surface de Fantofa d'âge éocène appelée aussi Surface Principale Africaine. Au pied de ces témoins bauxitiques éocènes, se succèdent quatre niveaux morphologiques portant des cuirasses ferrugineuses, datées du Pliocène (niveau intermédiaire), Quaternaire ancien (Haut-glacis), moyen (Moyen glacis) et récent (Bas-glacis) (fig. 150).

SURFACES D'APLANISSEMENT EN AFRIQUE DE L'OUEST D'APRÈS MICHEL (1973)

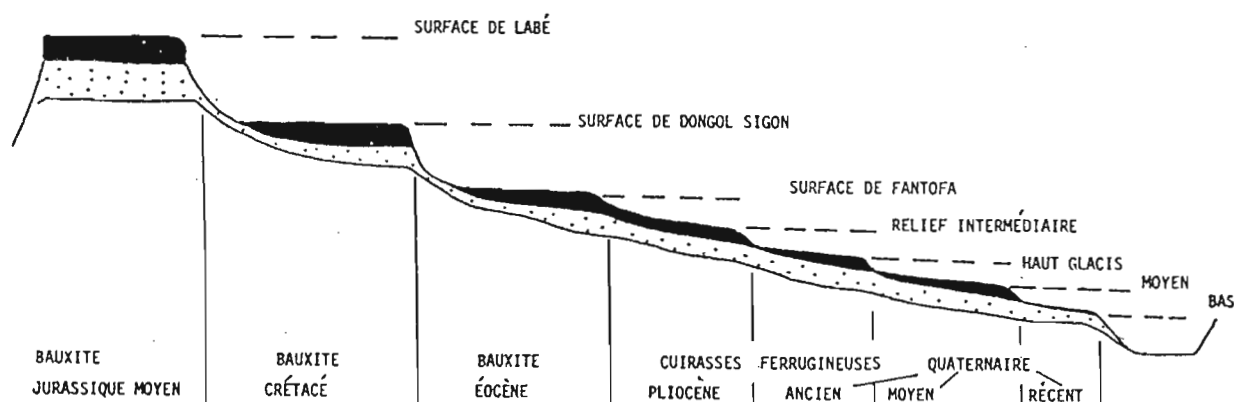


Figure. 150 - Distribution et enchaînement des surfaces bauxitiques et des cuirasses ferrugineuses en Afrique de l'Ouest (TARDY, 1992).

Pour GRANDIN (1973), les cinq surfaces d'aplanissement d'âges différents définies en Afrique de l'Ouest correspondent à cinq étapes de morphogénèse, séparées les unes des autres par des périodes de dissection. L'influence des climats est prépondérante dans le façonnement de ces surfaces d'aplanissement cuirassées, appartenant à deux grands types (GRANDIN, 1973). Le premier type correspond aux vastes pénéplaines qui résultent d'une longue évolution et portent généralement des cuirasses bauxitiques très épaisses, d'âge éocène. Le second type correspond aux glacis qui résultent d'une évolution plus courte et portent des cuirasses ferrugineuses qui s'échelonnent du Pliocène au Quaternaire récent. Le glacis le plus ancien ou niveau intermédiaire (Pliocène) est considéré comme dérivant du démantèlement mécanique des cuirasses bauxitiques des parties sommitales de la surface éocène. GRANDIN (1973) fait intervenir au cours de périodes sèches le déplacement sur de courtes distances (échelle des interfluves) d'éléments cuirassés arrachés aux reliefs de commandement (bauxitiques, intermédiaires, haut-glacis), repris par la suite au cours d'une phase climatique plus humide par le cuirassement ferrugineux qui prévaut sur les glacis d'épandage à l'aval.

2 - Chronologie du cuirassement en Afrique de l'Ouest

Sur les continents, l'érosion globale est continue dans le temps bien qu'opérant à des vitesses différentes selon la nature des roches, les types de climats et l'intensité des mouvements tectoniques. Il en va ainsi partout dans le monde.

En Afrique de l'Ouest, il en résulte que les surfaces les plus élevées sont les plus anciennes, et les plus basses les plus jeunes. Cependant, ceci n'est vrai que pour un modèle initial aplani, mais l'est moins lorsque le relief est très accidenté (TARDY, 1992), soumis par exemple à des contraintes tectoniques.

Quoiqu'il en soit, il existe un hiatus important entre les bauxites éocènes et les cuirasses ferrugineuses pliocènes du niveau intermédiaire (MICHEL, 1969 ; GRANDIN, 1973). Cela impliquerait que les bauxites formées à l'Eocène aient été érodées pendant tout l'Oligocène et tout le Miocène sous un climat à tendance aride avant que ne survienne un climat tropical contrasté favorable au développement de la cuirasse ferrugineuse du niveau intermédiaire (TARDY, 1992), qui renferme souvent par ailleurs des éléments de cuirasse bauxitique dont l'origine est considérée comme allochtone par GRANDIN (1973). Or, pendant tout le tertiaire, les climats qui régnaient en Afrique, et notamment en Afrique de l'Ouest étaient globalement tropicaux contrastés (TARDY et al., 1988a ; TARDY et al., 1990 ; TARDY, 1992), et par conséquent favorables à l'altération et au cuirassement latéritique. Les cuirasses ferrugineuses doivent être par conséquent plus vieilles que ce que l'on a cru jusqu'à aujourd'hui.

Le taux moyen d'érosion des continents est en moyenne de 7 m/Ma, valeur moyenne que nous avons également estimée pour le bassin de l'Oubangui. Par ailleurs, cette valeur est comprise entre 9 m/Ma pour les régions soumises à un climat équatorial humide et 5 m/Ma pour celles où règne un climat tropical contrasté favorable au cuirassement ferrugineux (PROBST, 1990 ; TARDY, 1992).

Dans le Fouta-Djalon, la surface bauxitique éocène domine d'environ 300 m le niveau intermédiaire (MICHEL, 1969 ; MICHEL, 1978). Cette différence d'altitude varie bien entendu d'une région à l'autre puisqu'elle n'est plus que de 200 m à la frontière de la Guinée dans les Monts Bassari, et de 150 m dans la région de Niokolo-Koba au Sénégal Oriental (MICHEL, 1969).

En l'absence de mouvements tectoniques de grande ampleur depuis la formation de cette surface bauxitique, on évalue sa vitesse d'érosion à 7,5 m/Ma pendant l'Oligocène et le Miocène qui couvrent ensemble 40 Ma, et qui sont considérés par MICHEL (1969) et GRANDIN (1973) comme des périodes sèches ou semi-arides. Si on considère comme MICHEL (1969) et GRANDIN (1973), que la cuirasse du niveau intermédiaire date du Pliocène, il y a 6 Ma, la cuirasse bauxitique serait âgée de 49 Ma pour un climat tropical contrasté pendant les ères Oligocène et Miocène, 39 Ma pour un climat équatorial humide ou 66 Ma pour un climat semi-aride (TARDY, 1992).

D'autre part et toujours dans le Fouta Djalon, le niveau intermédiaire domine en moyenne le niveau Haut-Glacié de 150 m. Les auteurs datent le Haut-Glacié du quaternaire ancien (environ 2Ma). Les deux niveaux sont donc séparés de 4 Ma, ce qui équivaut dans ce cas à une vitesse d'érosion du niveau intermédiaire de 37,5 m/Ma, largement au dessus des vitesses courantes. Si on envisage un climat tropical contrasté pendant le Pliocène ($E_r = 7\text{m/Ma}$), la cuirasse du niveau intermédiaire devrait être âgée d'environ 23 Ma. Sous climat équatorial, elle aurait un âge de 19 Ma, et sous climat semi-aride elle serait âgée de 32 Ma.

Compte tenu des dénivelées entre les trois niveaux et des vitesses d'érosion qui n'ont certainement pas été constantes au cours du Tertiaire, les âges respectifs des cuirasses de Haut-Glaci (2Ma), des cuirasses du niveau intermédiaire (6Ma) et des cuirasses bauxitiques (40Ma) sont à revoir.

Durant le Pliocène, le climat est généralement considéré en Afrique de l'Ouest comme tropical contrasté avec alternance d'épisodes humides et arides. L'Oligocène est considéré comme une période à climat tropical contrasté et le Miocène comme une période humide et chaude.

En première approximation, on s'aperçoit que les cuirasses du Haut-Glaci devrait être séparées de celles du niveau intermédiaire par environ 20 Ma (à raison d'une vitesse d'érosion de 7m/Ma) au lieu de 4 Ma, et que ces dernières seraient précédées d'environ 30 Ma (à raison d'une vitesse d'érosion de 10m/Ma) par les bauxites du niveau bauxitique au lieu de 40 Ma. Par conséquent, le Haut-glaci daterait du Miocène (20Ma), le niveau intermédiaire de l'Eocène moyen (40 Ma), et le niveau bauxitique du Paléocène (70 Ma).

B - LE CUIRASSEMENT EN AFRIQUE CENTRALE

En Afrique Centrale, le cuirassement est essentiellement de nature ferrugineuse, et principalement développé sur le territoire centrafricain comme le montre la carte de la figure 151, réalisée à partir de l'étude de la carte pédologique de D'HOORE (1964) d'une part, et de celle des cuirasses de PETIT (1982), d'autre part. On trouve cependant des cuirasses bauxitiques dans les pays frontaliers : Tchad, Cameroun, Congo-Zaïre. La limite du cuirassement semble se situer au niveau de 4° de latitude N, qui correspond à une pluviosité moyenne annuelle de 1600 mm. Plus au Sud, les cuirasses ferrugineuses se dégradent dans la forêt, et sont relayées par des sols ferrallitiques à horizons nodulaires (fig. 151).

1 - Les bauxites d'Afrique Centrale

a - Les témoins bauxitiques du Centrafrique

Les bauxites sont peu représentées en Centrafrique; elles ne sont connues que sous la forme de deux témoins résiduels sur les bordures septentrionales des formations de Carnot et de Mouka-Ouadda (BOULVERT, 1990) (fig. 136). Il s'agit de cuirasses pisolitiques démantelées. Les pisolites ont un coeur constitué d'hématite autour duquel se développe un cortex goethitique ; la matrice est abondante et gibbsitique.

En moyenne, ces cuirasses renferment 45% de gibbsite, 16% de goethite, 3% d'hématite et 20% de kaolinite (BOULVERT, 1990). Contrairement aux cuirasses bauxitiques pisolitiques de l'Afrique de l'Ouest (BOULANGE, 1983), celles-ci ne présentent pas de teneurs significatives en boehmite. Cette caractéristique pourrait bien indiquer que les climats ne furent jamais suffisamment contrastés pour que la boehmite puisse se former.

D'autre part, des nodules blanchâtres riches en aluminium ont été découverts au sein d'un horizon de sol ferrallitique développé sur la bordure septentrionale de la formation de Carnot (CENSIER, 1989). Ces nodules reliques semblent être des témoins d'une ancienne phase de bauxitisation, antérieure à la phase de cuirassement ferrugineux qui est généralisé dans ce secteur. Compte tenu de l'évolution paléoclimatique du Centrafrique au cours de la dérive continentale, et par corrélation avec les bauxites de

l'Adamamoua au Cameroun, on peut dater en première approximation cette phase bauxitique de l'Eocène.

b - Les bauxites des autres pays d'Afrique Centrale

On trouve des bauxites au Tchad, au Cameroun et au Zaïre (PATTERSON et al., 1986 : in KOBILSEK, 1989).

- Les bauxites du Tchad sont situées près des localités de Koro et de Pala. Elles se sont développées sur des formations gréseuses sablo-argileuses d'âge tertiaire et sont essentiellement gibbsitiques (WACRENIER, 1961), pour des teneurs en alumine de l'ordre de 50 %.

- Au Cameroun, les principaux gîtes bauxitiques sont localisés à Minim-Martap et à Ngaoundourou dans la région de l'Adamaoua (FRITSCH, 1978), et aussi à l'Ouest dans la région de Fongo-Tongo (HIERONYMUS, 1973). La surface bauxitique de Minim-Martap est datée de l'Eocène, âge calé sur celui de formations volcaniques voisines. La bauxite est massive et essentiellement constituée de gibbsite associée à de la goethite et de la kaolinite (BELINGA; 1968; MPIANA, 1981). En bordure des plateaux et sur les pentes, la boehmite apparaît dans des faciès bréchiques à pisolitiques (BELINGA, 1968; NICOLAS et BELINGA, 1969), et qui sont comparables en Afrique de l'Ouest à ceux du Nord de la Côte d'Ivoire, du Mali, et du Burkina Faso (BOULANGE, 1983; KOBILSEK, 1990). HIERONYMUS (1973) observe la même séquence minérale à Fongo Tongo, où la cuirasse bauxitique dérive de l'altération supergène d'une trachyte.

- Les bauxites du Zaïre sont principalement localisées dans le district de Sumbi, dans la chaîne du Mayombe. Elles sont développées sur roches basiques et sont constituées essentiellement de gibbsite, goethite et kaolinite (PATTERSON et al., 1986).

- En Angola, les bauxites sont exploitées dans la région de Dondo et près de Lunada (PATTERSON et al., 1986).

2 - Les cuirasses ferrugineuses d'Afrique Centrale

En Afrique Centrale, les cuirasses ferrugineuses sont essentiellement distribuées en Centrafrique (fig. 151). Ailleurs, elles sont démantelées dans la forêt équatoriale, notamment au Congo, où se forment préférentiellement des sols ferrallitiques à horizons nodulaires (NOVIKOFF, 1974 ; MULLER et al., 1981).

Néanmoins, dans la région centrale du Cameroun, entre 6° et 10°N, on connaît des reliefs cuirassés et étagés (MARTIN, 1970 ; FRITSCH, 1978). Au Sud entre 2° et 6°N, les cuirasses se démantèlent dans la forêt, comme au Congo et au Gabon (EDOUMINKO, 1988 ; COLIN et al., 1989).

C - LE CUIRASSEMENT EN AFRIQUE DE L'EST ET DU SUD

L'Afrique de l'Est et du Sud-Est sont les régions d'Afrique les moins marquées par le cuirassement. Néanmoins on trouve des cuirasses latéritiques en Ouganda, Tanzanie, Malawi, Zimbabwe, Mozambique, Afrique du Sud (KOBILSEK, 1989 ; TARDY et al.,

1990) et aussi en Rhodésie (GRUBB, 1981) (fig. 151).

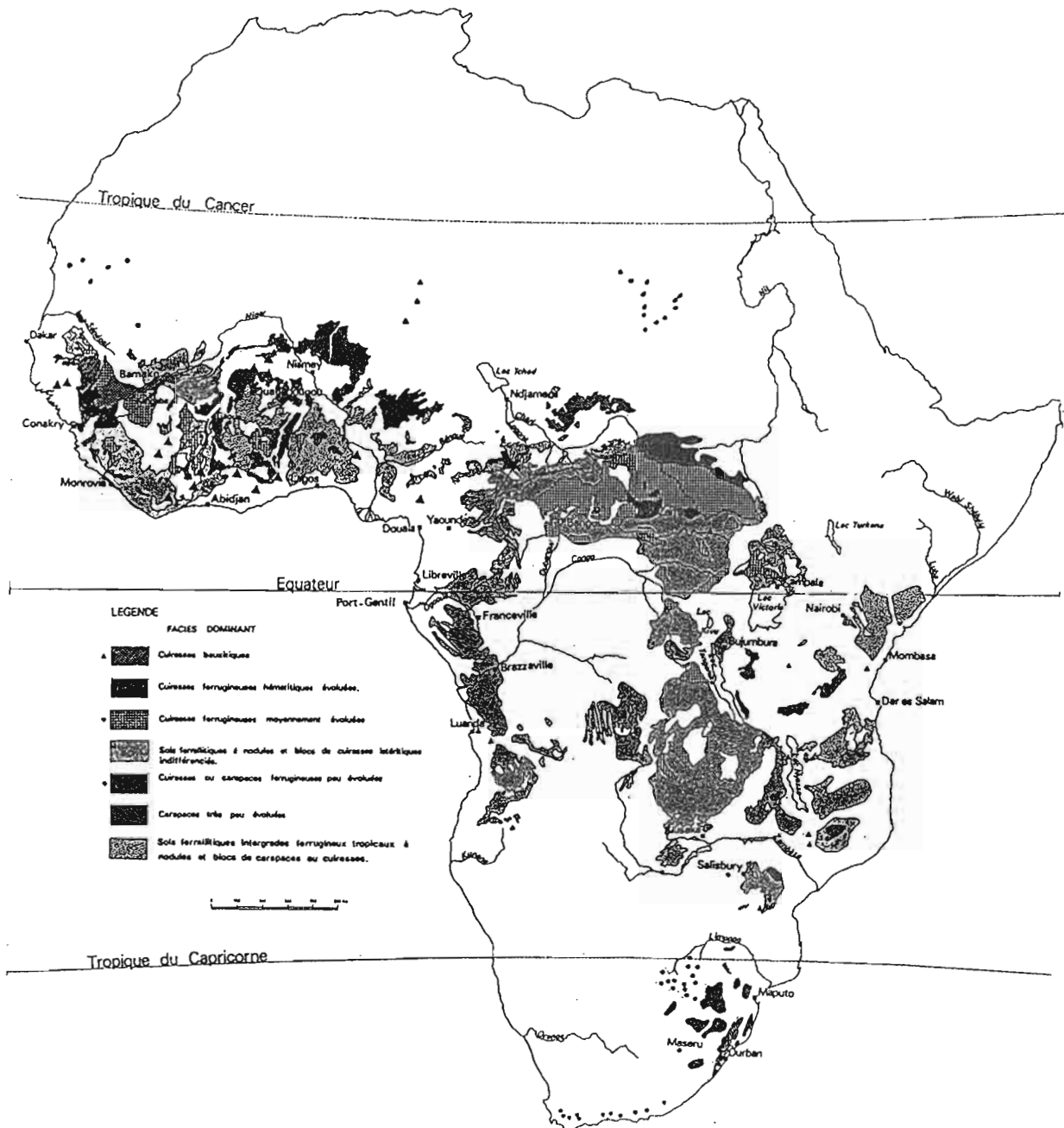


Figure. 151 - Distribution des formations latéritiques en Afrique (document original réalisé à Bangui en 1990).

KING (1962) fut le premier à proposer un schéma de mise en place des surfaces d'aplanissement en Afrique du Sud. Il a reconnu une première surface originelle dite du Gondwana et datée selon lui du Jurassique. Cette surface a été soumise à des conditions climatiques semi-arides à arides et largement érodée. Ce cycle s'achève avec la rupture du Gondwana au début du Crétacé (125-130 Ma). Un nouveau cycle d'érosion provoque

la constitution de la surface Post-Gondwana. Puis, à la fin du Crétacé, de nombreux mouvements épirogéniques attribuables à des processus d'isostasie favorisent la formation du cycle africain d'aplanissements. Ces mouvements provoquent des soulèvements marginaux, si bien que les surfaces Gondwana et PostGondwana sont inclinées vers l'intérieur du continent. Le cycle africain d'érosion s'amplifie jusqu'au début du Miocène. La surface d'aplanissement élaborée par ce cycle est variablement décrite comme la surface dite début Cénozoïque, ou Tertiaire moyen, la pénéplaine Miocène ou le niveau sub-Miocène. Au cours du Miocène, le développement de cette surface est interrompu par de nouveaux mouvements tectoniques. La fin du Tertiaire est marquée par le développement des Surfaces Pleistocène aux dépens de la Surface Miocène.

Les cuirasses d'Ouganda ont été l'objet des travaux de Mc FARLANE (1976) qui distingue trois surfaces d'aplanissement principales : Koki qui culmine entre 1525 et 1430 m, Buganda située à environ 1400 m, et Kyoga, datées respectivement du Jurassique, Crétacé et Oligocène. Seules les deux dernières sont cuirassées. Le faciès vermiforme essentiellement constitué de goethite et kaolinite est bien représenté.

En Afrique du Sud-Est, selon GRUBB (1973, in KOBILSEK, 1989) la bauxitisation aurait débuté au Jurassique et connu son paroxysme à la fin du tertiaire. Si tel était le cas, il serait bien difficile d'expliquer quels sont les facteurs favorisant ce développement à partir des données sur les fluctuations climatiques dont on dispose (FRAKES, 1979 ; PARRISH et al., 1982). En revanche, si l'on s'appuie sur ces données et sur les travaux de BARDOSSY (1981) et TARDY et al., (1988), il faut envisager que la période favorable à la bauxitisation en Afrique du Sud-Est se situe à l'Eocène moyen comme le suggère par ailleurs GRUBB (1981). Cette période serait alors précédée puis suivie par une période favorable au cuirassement ferrugineux, l'une au Crétacé supérieur et l'autre fin quaternaire à actuel. Quoiqu'il en soit, les cuirasses bauxitiques d'Afrique de l'Est et du Sud n'apparaissent qu'au sommet des surfaces gondwanienne et post-gondwanienne bien drainées, qui ont été façonnées sous les climats semi-arides à arides du Jurassique et du Crétacé, tandis que les cuirasses ferrugineuses se développent plus bas sur la Surface Africaine dite du Miocène (KING, 1962 ; GRUBB, 1981).

La gibbsite est le minéral dominant dans les bauxites de ces régions. Les cuirasses ferrugineuses sont peu développées, sans doute à cause de la durée trop réduite des périodes favorables à leur développement. Néanmoins les auteurs signalent des cuirasses à faciès vermiforme riches en goethite (FITZPATRICK, 1983 ; GRUBB, 1981).

Goethite dans les cuirasses ferrugineuses et gibbsite dans les cuirasses bauxitiques indiquent que les climats et pédoclimats furent à tendance humide.

D - DISTRIBUTION DES CUIRASSES ET DES CLIMATS ACTUELS EN AFRIQUE

En Afrique, les distributions actuelles des cuirasses d'une part, et celle des climats d'autre part sont indépendantes, comme le montre la carte du cuirassement du continent africain (fig. 151). Ce document original, réalisé à partir de la carte des sols de D'HOORE (1964), de la carte pédologique FAO (1976) et de la carte des formations latéritiques de PETIT (1982), permet de distinguer quatre grands ensembles cuirassés : un ensemble Afrique de l'Ouest, un ensemble Afrique centrale, un ensemble Afrique du Sud-Est et un ensemble Afrique du Sud. Les deux premiers sont les plus cuirassés.

Les cartes climatiques du continent africain montrent que le cuirassement bauxitique et le cuirassement ferrugineux d'Afrique de l'Ouest débordent largement les domaines climatiques qui leur sont généralement favorables. On trouve des bauxites dans le désert algérien au Hoggar (fig. 151). En Afrique centrale, on trouve des cuirasses ferrugineuses dans le domaine des sols ferrallitiques à horizon nodulaire largement déve-

loppés dans la forêt équatoriale de la cuvette congolaise (fig. 151).

Les paramètres hydroclimatiques moyens actuellement en vigueur dans ces quatre grandes régions sont présentés dans le tableau LIII, dans lequel sont données les fourchettes caractérisées par les valeurs moyennes extrêmes de chaque paramètre dans chacun des quatre ensembles. Par exemple pour l'ensemble Afrique de l'Ouest sont données les valeurs moyennes pour les extrémités Nord et Sud de l'ensemble.

Ce tableau et la carte (fig. 151) montrent clairement que la présence de cuirasse n'a rien à voir avec le climat actuel, mis à part certaines régions comme le Centrafrique, mais résulte plutôt des effets des paléoclimats qui se sont succédés sur le continent, au cours de la lente migration de l'équateur du Nord vers le Sud.

Actuellement, c'est l'ensemble Afrique de l'Ouest qui présente la plus grande variété de climats, et qui est le plus soumis avec l'ensemble Afrique du Sud aux influences semi-arides à arides des déserts. En revanche, les ensembles Afrique centrale et Afrique de l'Est sont sous les influences plus humides de la forêt équatoriale.

En Afrique de l'Ouest, les cuirasses se répartissent entre 5° et 20° de latitude (soit 15°) depuis les côtes de Guinée à l'Ouest jusqu'aux plateaux de Joss au Nigéria à l'Est.

En Afrique centrale, les cuirasses se distribuent entre 4 et 12° de latitude (soit 8°) depuis Fongo-Tongo au Cameroun à l'Ouest jusqu'à la frontière Soudano-centrafricaine à l'Est. En Afrique de l'Est et du Sud, les cuirasses sont dispersées entre le Rift à l'Ouest et les côtes de l'océan indien à l'Est. Les ensembles Afrique de l'Ouest et Afrique centrale sont séparés par le bassin de la Bénoué qui servait jadis entre l'Albien et le Santonien de voie de communication entre l'océan Atlantique et la Téthys.

TABLEAU. LIII - Caractéristiques hydroclimatiques des quatre grandes régions cuirassées du continent africain (T : température ; P : pluviométrie moyenne annuelle ; HRJ et HRO : humidité relative moyenne de Janvier et d'Octobre ; E : évaporation moyenne annuelle ; EP : évaporation potentielle moyenne annuelle ; ETP : évapotranspiration potentielle moyenne annuelle ; Ke : coefficient d'écoulement continental moyen annuel ; D : écoulement continental moyen annuel).

	AFRIQUE OUEST	AFRIQUE CENTRALE	AFRIQUE EST	AFRIQUE SUD
T (°C)	25 - 30	25	20 - 25	20 - 25
P (mm)	200 - 2800	600 - 2000	1000 - 1200	600 - 1000
HRJ (%)	20 - 80	30 - 80	50 - 80	50 - 80
HRO (%)	50 - 80	50 - 80	50 - 80	50 - 70
E (mm)	100 - 1000	500 - 1250	600 - 1000	500 - 1000
EP (mm)	1250 - 2250	1250 - 2000	1500	1250 - 1500
ETP (mm)	500 - 2000	500 - 1500	500 - 1000	500 - 1000
Ke (%)	1 - 60	5 - 50	5 - 20	5 - 60
D (mm)	1 - 2000	200 - 800	50 - 300	20 - 300

L'ensemble cuirassé d'Afrique de l'Ouest chevauche donc une grande variété de climats depuis les régions arides des déserts mauritanien et algérien au Nord jusqu'aux régions équatoriales des côtes océaniques au Sud. C'est la lente dérive de l'équateur du Nord au Sud depuis le Jurassique jusqu'à l'actuel qui est responsable de cette large distribution des cuirasses latéritiques en Afrique de l'Ouest. On trouve par conséquent les cuirasses bauxitiques les plus anciennes dans le Hoggar en Algérie (PATTERSON et al.,

1986), et les plus jeunes en Côte d'Ivoire.

E - CONCLUSION

Sur le continent africain la distribution en latitude des cuirasses latéritiques reflète plus les fluctuations des paléoclimats que celles des climats actuels.

En Afrique de l'Ouest, les cuirasses sont étagées sur des surfaces d'âge différents, qui résultent des processus d'érosion différentielle au cours du temps. Les cuirasses les plus hautes sont les plus anciennes et les plus récentes les plus jeunes. Cependant, compte tenu des vitesses d'érosion moyennes sur les cratons intra-continentaux tectoniquement stables, les âges qui leur sont généralement attribués sont trop jeunes et doivent être revus.

Les cuirasses ferrugineuses d'Afrique de l'Ouest du niveau intermédiaire seraient de ce fait, probablement ante-Pliocène, vraisemblablement Oligo-Eocène, et les cuirasses du Haut-Glaciis plutôt Miocène que quaternaire ancien. Quant aux bauxites d'Afrique de l'Ouest, elles datent certainement du début de l'Eocène qui est une ère globalement chaude et humide partout en Afrique et sur la terre.

Il faut voir le cuirassement latéritique, comme un processus continu dans le temps qui fonctionne à des vitesses variables selon les fluctuations des climats, tantôt plus altérants lorsqu'ils sont humides, tantôt plus érosifs lorsqu'ils sont plus arides.

En Afrique de l'Est et du Sud, les cuirasses sont dispersées et mal développées. Les bauxites n'ont pu se former avant l'Eocène (GRUBB, 1981), ce qui n'exclut pas que l'on puisse les trouver sur les surfaces Gondwana ou Post-Gondwana, respectivement Jurassique et Crétacé (KING, 1962). Dans ce cas, l'âge de la cuirasse n'est pas celui de la surface qui la porte. Les surfaces signent les climats semi-arides à arides du Jurassique et du Crétacé, tandis que le cuirassement bauxitique reflète les climats chauds et humides éocènes. Pendant la même période et durant l'Oligocène les cuirasses ferrugineuses se développaient plus bas sur des surfaces rajeunies. En Ouganda, les cuirasses de la surface dite de Buganda sont probablement Eocène.

En Afrique centrale, le cuirassement bauxitique est cantonné au Cameroun où il est daté de l'Eocène. Plus au Sud, en Angola par exemple il est certainement plus récent. Le cuirassement ferrugineux est en voie de démantèlement au Sud de 4° de latitude N. Plus au Nord, il est essentiellement et largement développé en Centrafrique.

Les bauxites les plus anciennes des zones septentrionales d'Afrique de l'Ouest et du Nord-Cameroun contiennent de la boehmite et de l'hématite, tandis que les plus récentes renferment de la gibbsite, comme celles d'Afrique du Sud.

En Afrique de l'Ouest, les climats ont évolué de l'humide vers l'aride. L'Afrique centrale et l'Afrique de l'Est, sont passées de domaines semi-arides à tropical contrasté avec des périodes plus humides à l'Eocène et au Miocène. Les climats d'Afrique du Sud, ont évolué quant à eux de l'aride vers l'humide, puis sont devenus à tendance tropicale contrastée puis tendance semi-aride actuellement.

VI - LES PALEOCLIMATS ET LE CUIRASSEMENT

Les paléoclimats qui règnent sur les continents dépendent d'un ensemble de paramètres (taux d'expansion des fonds océaniques, fluctuations tectoniques, grandes orogénèses, volcanisme, circulation des courants marins et atmosphériques, variation de

l'obliquité de l'écliptique terrestre, migration des pôles) qui fluctuent dans le temps et l'espace et interagissent les uns vis à vis des autres, avec comme effets pullulations et extinctions biologiques, grandes glaciations...

La nature des paléoclimats du Centrafrique est déterminée par la position géographique qu'il a occupée vis à vis de l'Equateur, du Pôle Sud et des masses océaniques, ainsi que des événements tectoniques qui sont survenus sur son territoire depuis 150 Ma.

Les cartes paléoclimatiques faisant apparaître les domaines favorables au cuirassement ferrugineux d'une part, et bauxitique d'autre part (Fig. 152), ont été établies par TARDY et al., (1990) à partir des cartes paléoclimatiques de PARRISH et al., (1982) (fig. 153) et des connaissances actuelles sur la nature et la distribution des formations latéritiques en Afrique (MAIGNIEN, 1958 ; 1959 ; MILLOT, 1964 ; D'HOORE, 1964 ; MICHEL, 1969 ; BOULET, 1970 ; BOULANGE et al., 1973 ; GRANDIN, 1973 ; NAHON, 1976 ; Mc FARLANE, 1976 ; BEAUDET, 1978 ; GRUBB, 1979 ; LEPRUN, 1979 ; FAO, 1976 ; BEAUDET et al., 1981 ; PETIT, 1982 ; BOULANGE, 1983 ; GRANDIN et THIRY, 1983 ; GRUBB, 1983 ; PATTERSON, 1986 ; KOBILSEK, 1990 ; TARDY et al., 1990 ; TARDY, 1992).

A - SUCCESSION DES GRANDS EVENEMENTS CLIMATIQUES ET TECTONIQUES AUTOUR DE L'AFRIQUE DU JURASSIQUE A L'ACTUEL. CONSEQUENCES POUR LE CUIRASSEMENT.

1 - Jurassique

Au Jurassique supérieur, il ya 140 Ma, l'équateur et son domaine d'influence passent au Nord de l'Afrique, à travers le Sahara entre les côtes de Guinée et l'Egypte, suivant une diagonale qui joint Dakar au Caire (fig. 152). Néanmoins, la zone d'influence est limitée aux régions côtières, et le climat général est tropical contrasté en Afrique de l'Ouest. En revanche, à cette époque, l'Afrique centrale et l'Afrique du Sud-Est et du Sud sont sous influences climatiques semi-aride à aride (DREWRY et al., 1974 ; PARRISH et al., 1982). Des évaporites se forment en Afrique du Nord, et sur les côtes Est de l'Afrique. L'Afrique du Sud est partiellement couverte de sables éoliens. C'est à cette époque que se modèle la Surface d'aplanissement dite du Gondwana (KING, 1962). Cette surface est soumise à une intense érosion pendant tout le Jurassique. Ce cycle morphogénétique s'achève avec la rupture du Gondwana au début du Crétacé il y a 125-130 Ma.

Les premières cuirasses qui se forment en Afrique sont donc bauxitiques et se trouvent aujourd'hui encore conservées au Sahara Occidental, et en Guinée (Surface bauxitique de Labé, MICHEL, 1969).

Au Jurassique supérieur, le territoire actuel du Centrafrique se trouve dans l'hémisphère sud, au niveau du tropique du Capricorne qui passe au Sud de la région de Dembia-Zémio (fig. 153). Le climat qui régnait dans le pays et cette région devait être comme dans la majeure partie de l'Afrique à tendance aride (KING, 1962 ; DREWRY et al., 1974). La pluviosité est faible en raison de la compacité du Gondwana (PARRISH et al., 1982). Par la suite, le territoire centrafricain s'éloignera progressivement des influences climatiques arides, au cours de la lente dérive des continents africain et latino-américain, qui s'amorce au début du Crétacé.

2 - Crétacé

Au Crétacé inférieur, il y a 125 Ma, le Gondwana se disloque et l'Atlantique Sud s'ouvre. Les continents commencent alors à dériver vers le Nord, et l'Afrique amorce sa lente rotation selon une direction SE-NW. C'est aussi de cette époque qu'est datée la sédimentation évaporitique signalée dans les bassins angolais et Congo-gabonais (REYRE, 1984 ; BRICE et al., 1982 ; in POPOFF, 1988). De plus, ces niveaux évaporitiques surmontent des sédiments continentaux détritiques. Ces observations confirment les faits rapportés par DREWRY et al., (1974) et PARRISH et al., (1982), et semblent indiquer qu'après les périodes d'intense érosion du Jurassique, le continent africain fut soumis à un climat moins aride et plus humide à la suite de l'ouverture de l'océan Atlantique. Ainsi, l'Albien apparaît comme une période chaude. La température moyenne à la surface de l'océan Pacifique (NW) est de 28°C à cette époque (SAVIN, 1977) puis elle diminue sensiblement d'environ 10°C jusqu'au Maestrichtien. Ces fluctuations concernent aussi l'Atlantique-Sud (FRAKES, 1979) dans lequel les taux de sédimentation détritique sont importants.

A cette époque, l'équateur passe au sud du Mali, et l'Afrique de l'Ouest est en grande partie sous influence équatoriale. Cependant, les pays situés au Sud de l'équateur tel que Sierra Leone, Côte d'Ivoire, Ghana, Bénin, Nigéria sont sous climats tropicaux contrastés de même que le Nord du Cameroun et du Centrafrique. Les ensembles Afrique de l'Est et du Sud sont toujours sous influences semi-arides.

A partir du Crétacé inférieur, le territoire centrafricain tel qu'il se présente actuellement s'éloigne des influences climatiques arides et se rapproche lentement de l'équateur qui se déplace progressivement vers le Sud, au fur et à mesure de la rotation de l'Afrique. A l'Aptien, une zone de fracture qui va de Pernanbuco au Brésil à Khartoum au Soudan en passant par Birao au Nord du Centrafrique délimite les domaines équatoriaux et tropicaux (POPOFF, 1988). On peut donc supposer que le climat moyen du Centrafrique de cette époque était tropical à saisons contrastées, avant de devenir progressivement plus chaud et plus humide.

Au Crétacé moyen, il y a 100 Ma, l'équateur passe au niveau de la Guinée, de Korogho en Côte d'Ivoire et du lac Tchad (fig. 152). Les mouvements distensifs importants résultant de la discontinuité de Pernanbuco (POPOFF, 1988) provoquent l'ouverture du bassin de la Bénoué qui fait alors communiquer le bassin angolais au Sud avec la Téthys au Nord.

Le territoire centrafricain est toujours dans l'hémisphère Sud à cheval sur le 10^e parallèle. La pluviosité augmente globalement en Afrique Centrale, où elle atteint et dépasse l'indice 100 de PARRISH et al., (1982). A cette époque, il semble que les régions de Ndélé et Birao à l'extrême Nord du Centrafrique étaient inondées par des lacs (POPOFF, 1988) qui présentaient des taux de sédimentation détritique importants. Cet auteur date les formations gréseuses de Carnot et de Mouka-Ouadda du Barrémien. Ces formations ont été alimentées par des sédiments détritiques fluviaux qui venaient de la cuvette congolaise au Sud (CENSIER, 1989).

Au Crétacé supérieur, pendant la grande transgression qui connaît son apogée vers 85 Ma (HAYS et PITMAN, 1973), le bassin angolais au Sud communique toujours avec la mer Téthys au Nord à travers le fossé de la Bénoué (Mc COY et ZIMMERMANN, 1977 ; POPOFF, 1988). Les mouvements distensifs qui provoquent l'ouverture de ce fossé sont sans doute à l'origine des grabens et horts dans le Nord du Cameroun. Les mouvements tectoniques intracontinentaux stimulent les processus d'érosion, et la régression marine qui survient à la suite d'un épisode lent d'expansion

des fonds océaniques (LARSON et PITMAN, 1972 ; HAY et PITMAN, 1973). Le Crétacé supérieur est considéré comme une période d'intense sédimentation terrigène dans l'Atlantique Sud (Mc COY et ZIMMERMANN, 1977) et dans le fossé de la Bénoué.

On peut supposer qu'à cette époque l'ensemble du territoire centrafricain devait connaître un climat tropical à saisons contrastées, avec une zone plus humide à l'extrémité Nord vers la frontière avec le Tchad et le Soudan (fig. 152).

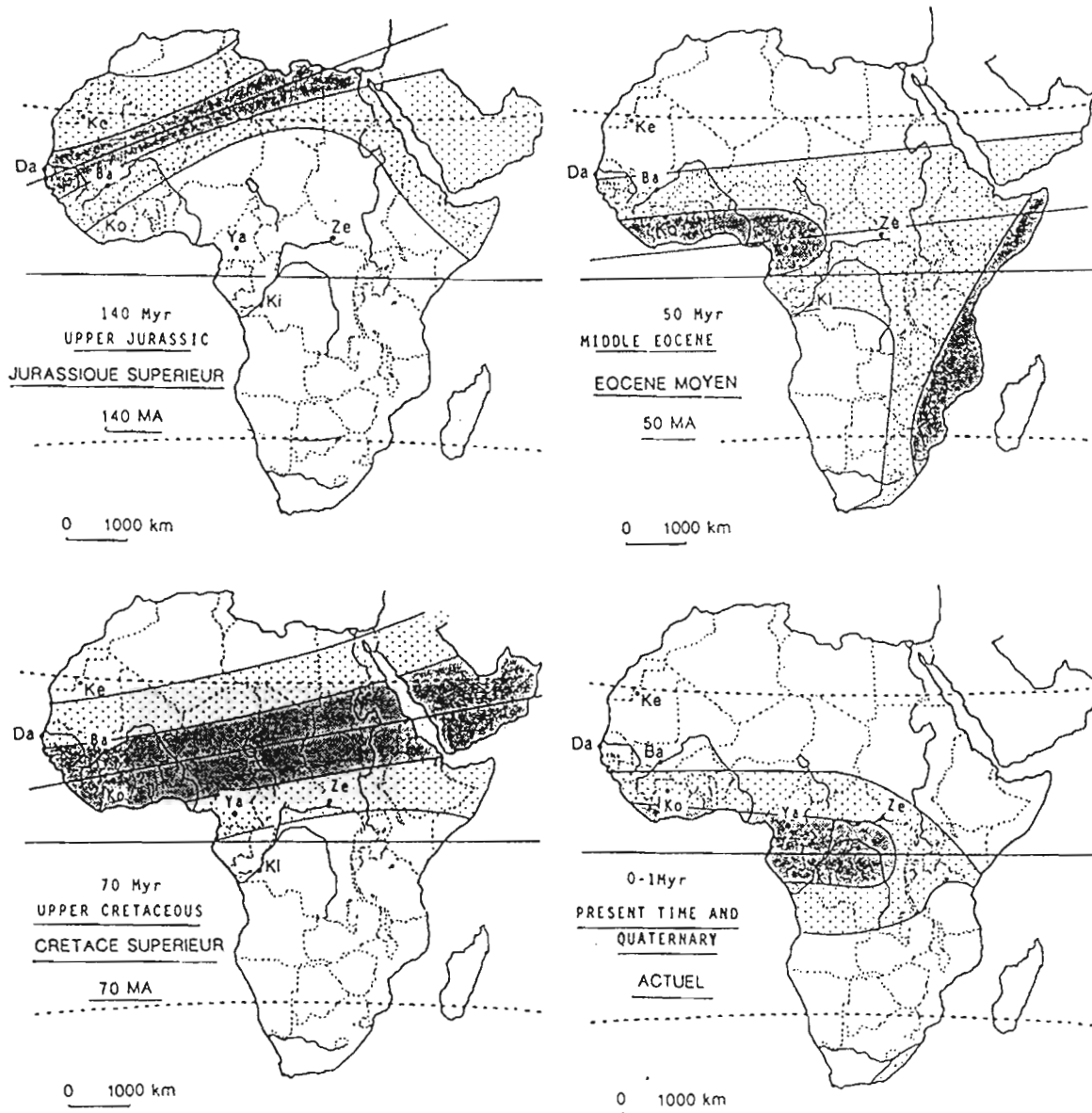


Figure. 152 - Migration relative de l'équateur et des tropiques en Afrique depuis 150 Ma. Position schématique des domaines de formation des bauxites (en grisé) autour de l'équateur et des cuirasses ferrugineuses (en pointillés) dans les domaines tropicaux à saisons contrastées (d'après TARDY et al., 1991).

C'est aussi à la fin du Crétacé que les derniers événements tectoniques se font sentir au Nord du territoire centrafricain. Un peu plus tard, c'est au cours de la phase tectonique post-crétacée caractérisée par des structures E-W, que la morphologie générale bascule vers le Sud (MIAUTON, 1980). Il semble donc que dès le début du Tertiaire, au Paléocène les conditions climatiques étaient réunies sur le territoire centrafricain pour

enclancher l'altération supergène des roches du substratum et le cuirassement latéritique des produits d'altération dérivés.

3 - Eocène

L'Eocène semble avoir été marqué par l'alternance de périodes chaudes et humides au début et de périodes plus froides et sèches à la limite avec l'Oligocène (FRAKES et KEMP, 1972 ; SAVIN, 1977 ; FRAKES, 1979). Ceci est valable aussi bien pour le Pacifique que pour l'Atlantique. Ainsi, les courbes de Profondeur de Compensation des Carbonates (CCD) sont corrélées à celles des températures évaluées par des mesures d'isotopes stables ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$) (DOUGLAS et SAVIN, 1975; SAVIN, 1977 ; in FRAKES, 1979). De même, les fluctuations des taux globaux de sédimentation dans les océans montrent que l'Eocène moyen était une période chaude et humide dans l'océan Atlantique (DAVIES et al., 1977 ; VAN ANDEL et al., 1977 ; STEINBERG, 1989). A cette époque les temps de résidence des eaux au niveau de l'équateur sont supérieurs à ce qu'ils seront par la suite (FRAKES et KEMP, 1972).

Cependant à L'Eocène supérieur, l'abaissement des niveaux marins correspond à une baisse de la température dans l'océan antarctique consécutivement à un début de glaciation qui se développera à l'Oligocène (MC COY et ZIMMERMANN, 1977), comme il a été montré par les mesures isotopiques (SAVIN, 1977).

Quoiqu'il en soit, au début de l'Eocène, la plupart des pays d'Afrique de l'Ouest sont sous climat équatorial. L'équateur passe au niveau de la Guinée, de Khorogo en Côte d'Ivoire et de Birao en Centrafrique.

A l'Eocène moyen, il y a 50 Ma, L'Afrique a grosso-modo son orientation actuelle Nord-Sud, et l'équateur passe tout juste au centre du Cameroun et du territoire centrafricain, un peu au niveau d'une ligne Yaoundé-Zémio (fig. 152 et 153). L'indice de pluviosité voisine avec la valeur 200 (PARRISH et al., 1982), plus fort à l'Ouest qu'à l'Est. Par conséquent, à cette époque les conditions climatiques devenaient plus chaudes et plus humides sur l'ensemble du territoire, ce qui a pu entraîner l'intensification des processus d'altération latéritique.

Finalement, l'ère Eocène est propice à la bauxitisation partout en Afrique. Cependant, en Centrafrique et en Ouganda, l'Eocène apparaît plutôt comme une ère favorable au cuirassement ferrugineux. Les bauxites du Cameroun et des ensembles d'Afrique de l'Est et du Sud sont estimées également de cette époque (PATTERSON et al., 1986).

A l'aube de l'Oligocène, les climats d'Afrique de l'Ouest deviennent plus contrastés.

4 - Miocène

Au Miocène, l'équateur a encore migré un peu plus bas et passe au niveau du littoral ivoirien et au Sud du Cameroun et du Centrafrique.

Le Miocène apparaît globalement comme une période chaude et humide. C'est à cette époque, que les taux de sédimentation marins sont les plus forts aussi bien dans l'océan Pacifique, Atlantique qu'Indien (DAVIES et al., 1977). Néanmoins au Miocène moyen, l'océan Atlantique connaît un refroidissement de ces eaux à la suite d'une extension des glaces dans l'antarctique (HAQ, 1980). Après une nouvelle période chaude entre 9-7 Ma, l'océan connaît une dernière période froide avant de passer à l'ère Pliocène, pendant laquelle le climat global de la Terre redevient chaud et humide (FRAKES, 1979).

Au Miocène moyen, il y a 15 Ma, l'Afrique chevauche l'Europe, puis se retire vers le Sud. Le climat devient aride au Nord du Burkina-Faso et en Côte d'Ivoire, à la suite des mouvements de va et vient du Nord au Sud de la plaque Africaine dont le centre de rotation se trouve en Guinée (TARDY, 1992). L'ensemble d'Afrique de l'Ouest chevauche un domaine semi-aride au Nord et un domaine tropical contrasté au Sud. Les ensembles d'Afrique centrale et d'Afrique de l'Est sont sous climat tropical contrasté à tendance humide, tandis que l'Afrique du Sud est dans le domaine semi-aride.

Au même moment, le rift Est -Africain se forme et le Centrafrique est passé entièrement au nord de l'équateur. Dans l'ensemble, l'indice de pluviosité se situe entre 100 et 200, mais semble être plus proche de 200 que de 100 (fig. 153; PARRISH et al., 1982) au sud d'une ligne Bocaranga-Zémio. Le climat tropical humide se maintient, voire s'accroît en Centrafrique

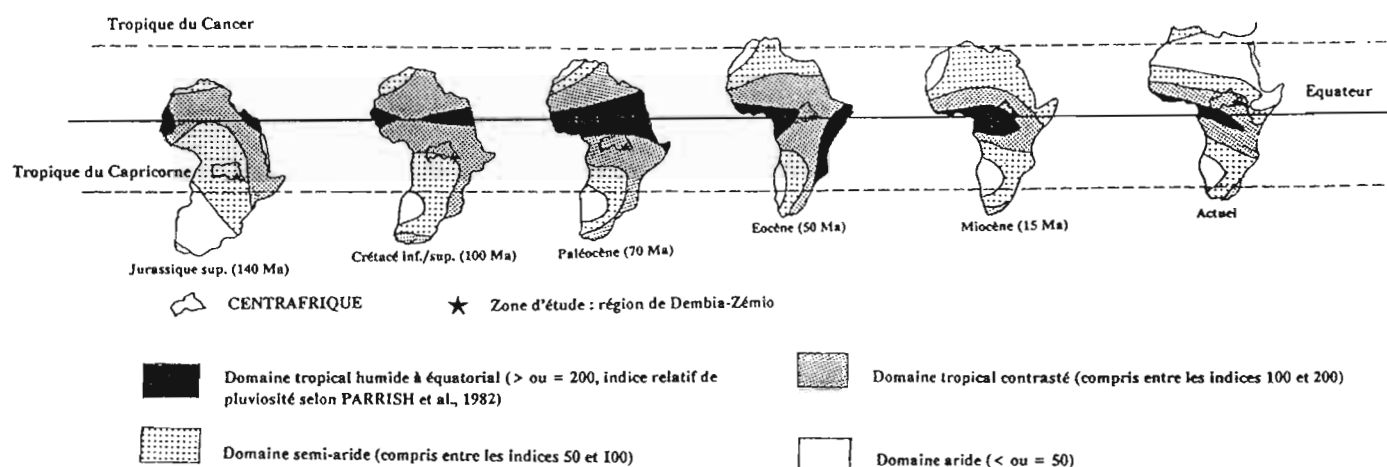


Figure. 153 - Migration de l'équateur, des tropiques et des domaines climatiques depuis 140 Ma en Afrique (d'après PARRISH et al., 1982).

5 - Pliocène et Pleistocène

Au Pliocène et au Pleistocène, les flux de poussières du continent africain vers l'océan Atlantique augmentent notamment au large des côtes de l'Afrique de l'Ouest (RUDDIMAN et al., 1989), ce qui suggère l'évolution des climats humides du Miocène vers des climats plus arides. Par ailleurs, à ces époques, on connaît des taux de sédimentation importants à ces époques dans l'océan Atlantique Sud et principalement dans le bassin angolais (VAN ANDEL et al., 1977 ; Mc COY et ZIMMERMAN, 1977).

Au Pliocène, le climat général du Centrafrique devait être tropical contrasté à tendance humide, à l'exception des extrémités Nord et Est.

6 - Quaternaire

L'ère quaternaire est globalement froide et sèche pour l'ensemble du globe. Cependant, l'Afrique connaît une succession de périodes humides et sèches pendant cette ère (SERVANT, 1983).

Le Centrafrique est par conséquent sujet à ces variations climatiques qui affectent aussi bien l'Afrique de l'Ouest que l'Afrique de l'Est (MALEY, 1981 ; ROGNON, 1981 ; SERVANT, 1980, 1983 ; GILLESPIE et al., 1983 ; STREET-PERROT, 1983).

Actuellement on l'a vu, le climat est tropical humide à saisons contrastées à

l'exception d'une zone plus humide, sub-équatoriale au sud du 4^e parallèle, où la forêt dense humide est dominante, et une zone plus sèche subsaharienne à l'extrémité Nord-Est du territoire. De nos jours, l'altération latéritique continue à façonner les paysages centrafricains sous des conditions climatiques optimales de pluviosité et température.

B - DISCUSSION

C'est l'ouverture de l'Atlantique il y a 125 Ma qui provoque à la fois des événements tectoniques intra- continentaux et les fluctuations climatiques du Cénozoïque.

A partir de cette époque, les influences équatoriales qui prévalaient en Afrique du Nord migrent progressivement vers le Sud. La vitesse de migration de l'équateur est fonction de la vitesse de la dérive de la plaque africaine vers le Nord. Autrement dit, le déplacement virtuel de l'équateur dépend globalement de la vitesse d'expansion des fonds océaniques. Or celle-ci n'est pas constante, puisque l'on connaît des périodes plus rapides et d'autres plus lentes au cours du Cénozoïque (PHILLIPS, 1967 : Van ANDEL et MOORE, 1970).

Durant les périodes de forte expansion des fonds océaniques et d'augmentation du volume des dorsales médio-océaniques, les continents sont envahis partiellement par des transgressions marines (HAYS et PITMAN, 1973), les mouvements tectoniques s'amplifient, les taux de sédimentation marine sont importants, de même que les phénomènes de subsidence, et le climat global est chaud et humide, et par conséquent favorable à l'altération des roches. En revanche, pendant les périodes de faible expansion des fonds océaniques et de réduction du volume des dorsales médio-océaniques, les niveaux marins s'abaissent, les mouvements tectoniques intracontinentaux s'affaiblissent, le climat global est froid et sec, et les processus d'érosion continentale importants.

En Afrique et autour de l'océan Atlantique, les climats qui se sont succédés depuis environ 140 Ma ont fluctué aux rythmes de la lente dérive de la plaque africaine vers le Nord, et des variations du taux d'expansion des fonds océaniques.

Au Jurassique supérieur, les influences climatiques équatoriales sont cantonnées au Nord de L'Afrique, puis migrent au Crétacé vers la Guinée et le Sud-Mali. En revanche, partout ailleurs, en Afrique centrale et du Sud-Est, le climat est à tendance aride au Jurassique supérieur et devient progressivement tropical contrasté au Crétacé et surtout à l'Eocène. A cette époque le climat global à l'échelle du globe est chaud et humide, et la zone équatoriale est très large prenant en écharpe bon nombre de pays d'Afrique de l'Ouest depuis la Guinée jusqu'au Nigéria et au Cameroun. A l'Oligocène, le climat global se rafraîchit, et le climat tropical contrasté domine dans toute l'Afrique. Au Miocène, les influences humides et chaudes font leur réapparition, avant que le climat général en Afrique ne devienne plus aride au Pliocène, à l'aube des grandes glaciations du Quaternaire.

Globalement, la zonalité des climats a fluctué depuis la fin du Crétacé. A l'Eocène, cette zonalité était beaucoup plus homogène. A cette époque, un climat chaud et humide semble régnait partout entre 40° de latitude Nord et 40° de latitude Sud. Depuis, cette zonalité n'a cessé de se creuser, notamment en Afrique. Aujourd'hui, elle est très marquée, en raison de la dispersion des continents et du fractionnement des masses océaniques. Du paléocène jusqu'à l'actuel, le climat centrafricain est tropical à saisons contrastées.

Au Jurassique et au Crétacé, le Centrafrique n'est pas en domaine tropical humide mais soumis à un climat semi-aride.

Peu après l'ouverture de l'Atlantique Sud, le territoire centrafricain est sous l'influence de climats tropicaux contrastés, et il est soumis à une forte activité tectonique dans sa partie septentrionale.

Par la suite, l'activité tectonique est en sommeil, et l'équateur balaye le Centrafrique du Nord au Sud pendant environ 60 Ma, depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Miocène moyen. Du fait de son éloignement des côtes océaniques, on peut considérer que les variations du climat global africain influencent peu le territoire centrafricain. Ainsi, l'ère Pliocène qui est aride en Afrique de l'Ouest, l'est beaucoup moins en Afrique centrale, où le climat reste tropical contrasté.

Au total, le territoire centrafricain est sous l'influence de climats tropicaux contrastés chauds et humides favorables à l'altération latéritique et au cuirassement depuis le Paléocène, c'est à dire depuis environ 60 à 70 Ma

Ceci constitue une base nouvelle de réflexion quant à l'âge relatif des cuirasses les plus anciennes du pays qui étaient jusqu'à aujourd'hui corrélées au niveau intermédiaire dont l'âge est généralement estimé Pliocène (MICHEL, 1969 ; BOULANGE et al., 1973 ; GRANDIN, 1973).

VII - CONCLUSIONS

Le cuirassement latéritique résulte de processus d'érosion chimique des roches. L'intensité et la vitesse de cette érosion dépend de la nature des roches altérées, et surtout des paramètres hydroclimatiques tels que la pluviométrie, le drainage, la température, et les pressions partielles d'oxygène et de gaz carbonique dans les eaux d'altération. Il en découle que les cuirasses latéritiques ont des épaisseurs variables et se présentent sous des faciès minéralogiques et géochimiques variés à la surface des continents.

La dynamique actuelle du bassin cuirassé de l'Oubangui a été appréhendée par la mesure des flux spécifiques à l'exutoire.

Le drainage total est proportionnel à la quantité d'eau qui tombe annuellement sur l'ensemble du bassin.

Pour 54 années de mesure du débit sur l'Oubangui, les taux d'érosion mécanique et chimique moyens ont été évalués respectivement à 13,9 tonnes. km⁻². an⁻¹ et 10 tonnes. km⁻². an⁻¹. Une valeur critique du flux spécifique des matières solides égal à celui des matières dissoutes a été évaluée à 7,9 tonnes. km⁻². an⁻¹. Au dessous de cette valeur qui correspond à un drainage total moyen annuel de 196 mm et à un débit de 2980 m³. s⁻¹, l'érosion chimique l'emporte sur l'érosion mécanique.

Pour les trois années de mesures des charges de matières exportées, les flux spécifiques des matières solides et dissoutes sont respectivement de 6,1 tonnes. km⁻². an⁻¹ et de 7,5 tonnes. km⁻². an⁻¹.

Le bilan de l'érosion prenant en compte les flux de silice dissoute d'une part, de kaolinite et de quartz en suspension d'autre part (GAC et PINTA, 1973) se traduit par une vitesse d'épaississement moyenne des profils d'altération de 2,15 m. Ma⁻¹, valeur du même ordre que celle calculée par GAC et PINTA (1973), sur le bassin du Chari.

Outre les mouvements tectoniques qui provoquent localement l'étagement des cuirasses, ce sont les processus d'érosion mécanique différentielle qui règlent les dénivelées entre les différentes surfaces cuirassées. L'intensité et la vitesse de l'érosion mécanique est fonction de la résistance des roches, des paramètres physiques du paysage, tels que les pentes moyennes, le couvert végétal, la surface du bassin, et des paramètres hydro-climatiques tels que la pluviométrie, la température et le drainage (TARDY, 1990 ; PROBST, 1990). Il en résulte des différenciations altitudinales selon la capacité érosive des climats. Les cuirasses les plus hautes sont les plus anciennes, tandis que les plus basses sont les plus jeunes. L'ablation mécanique conduit au rajeunissement des zones de faiblesses du paysage, et au vieillissement des domaines très cuirassés, plus résistants. Au total, les dénivelées se creusent, et les cuirasses des sommets, les mieux conservées, enregistrent toutes les fluctuations climatiques. L'examen des dénivelées entre les surfaces cuirassées conduit à revoir l'âge relatif des différentes surfaces cuirassées.

En première approximation, les cuirasses ferrugineuses du Haut-glacis d'Afrique de l'Ouest dateraient du Miocène (20 Ma), celles du niveau intermédiaire de l'Eocène moyen (40 Ma), et les cuirasses bauxitiques équivalentes de la surface de Fantofa seraient datées du Paléocène (70 Ma).

Les cuirasses latéritiques sont des formations superficielles très sensibles aux agents climatiques. Lorsqu'elles sont âgées elles apparaissent comme d'excellents indicateurs de la nature et de la durée des paléoclimats.

Les cuirasses latéritiques sont essentiellement distribuées en Afrique de l'Ouest et en Afrique centrale. Elles sont mieux différenciées à l'Ouest, en raison d'une histoire climatique plus contrastée.

Depuis l'ouverture de l'océan Atlantique il y a 125 Ma, les climats humides se sont déplacés du Nord au Sud en Afrique. D'une manière générale, leur domaine d'influence s'est considérablement rétréci depuis l'Eocène, qui fut une période favorable au développement des bauxites sur les reliefs les plus hauts, et des cuirasses ferrugineuses sur les versants et les surfaces plus basses, de la Guinée au Cameroun, jusqu'en Afrique du Sud.

Au fur et à mesure de la migration de l'équateur vers sa position actuelle, l'influence des domaines semi-arides à arides se faisait de plus en plus sentir en Afrique de l'Ouest, alors que l'Afrique centrale et de l'Est était épargnées, et sont restées dans le domaine des climats contrastés depuis l'Eocène. C'est le cas du Centrafrique, où les cuirasses continuent de se former aujourd'hui.

Les fluctuations climatiques se sont traduites par des transformations minéralogiques au sein des cuirasses latéritiques. En Afrique de l'Ouest, de la Mauritanie à la Guinée en passant par le Mali, puis de la Guinée au Nord du Cameroun en passant par le Burkina Faso et le Nigéria, la boehmite et l'hématite se sont développées dans toutes les cuirasses latéritiques formées initialement en climat humide, et qui ont évoluées par la suite en climat plus contrasté.

En Afrique centrale, les bauxites ne renferment que de la gibbsite. En Ouganda et surtout en Centrafrique les cuirasses ferrugineuses se distribuent entre deux pôles, hématitique dans les cuirasses développées sur les reliefs les plus hauts, et goethitique avec éventuellement formation de gibbsite dans les cuirasses des versants et des plateaux les plus bas.

En Centrafrique, on évalue que les cuirasses des haut-plateaux du Haut-Mbomou datent de la fin Eocène - début Oligocène, alors que celles des bas-plateaux seraient plus jeunes, et contemporaines de la période humide du Miocène.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

La dynamique des paysages cuirassés du Centrafrique, a été étudiée et analysée d'un point de vue morphologique, pétrologique, géochimique et cartographique. La région de Dembia-Zémio, dans le Haut-Mbomou, dans le Sud-Est du Centrafrique a servi de cadre à ce travail, en raison de l'extension du cuirassement, et de la situation de la région, à la lisière de la forêt équatoriale, charnière entre deux grands domaines climatiques, équatorial humide au Sud, et tropical très contrasté au Nord.

Le réseau hydrographique centrafricain et la distribution des linéaments dans notre zone d'étude ont été appréhendés par des méthodes d'analyse fractale. Cette démarche a permis de quantifier et de différencier chaque élément du réseau hydrographique en tant que révélateur et marqueur des différences lithologiques, tectoniques, climatiques et phyto-pédologiques (variations des couvertures végétales ou de sols).

L'étude pétrographique et pétrologique détaillée des profils d'altération cuirassés à l'échelle des assemblages de minéraux et à celle des séquences de profils a permis d'établir des relations d'ordre génétique entre les différents faciès, et d'envisager deux grands processus d'altération latéritique, saprolitisation et ferruginisation. Par ailleurs, on a montré que ces deux processus évoluaient selon deux modes, aggradation et dégradation, en fonction de la situation topographique des profils d'altération considérés, et de la couverture végétale. Une relation d'ordre chronologique entre les deux modes de ferruginisation a pu être mise en évidence en relation avec des changements d'environnements pédoclimatiques.

Le bilan géochimique de l'altération a été estimé, et discuté, par référence au zirconium considéré comme élément invariant lors des mécanismes de saprolitisation et de ferruginisations. Les bilans de l'érosion chimique et mécanique ont été calculés pour l'ensemble du bassin versant du fleuve Oubangui par la mesure des flux de matières solides et dissoutes, reçus des paysages cuirassés et exportés vers le bassin du Congo, dernière étape avant l'océan Atlantique.

Enfin, il a été montré que les cuirasses ferrugineuses devaient être considérées comme des marqueurs paléoclimatiques au même titre que d'autres formations géologiques.

I - EVOLUTION ET DIFFERENCIATION DES TROIS SYSTEMES CUIRASSES

L'évolution et la différenciation des systèmes cuirassés dépend du climat, des fluctuations de ses paramètres et de leurs effets qui varient selon la topographie et la couverture végétale.

Ce contrôle climatique de la dynamique des profils d'altération cuirassés est d'autant plus marqué dans le Haut-Mbomou que les roches mères du substratum sont globalement les mêmes partout, basiques à structure schisteuse. On a pu distinguer trois systèmes cuirassés : haut-plateaux et versants boisés, bas-versants, et bas-plateaux, différenciés par des processus de saprolitisation et de ferruginisation, résultats de l'action du climat actuel, tropical contrasté à tendance humide, et des climats passés, dans des conditions données de relief et de couvert végétal.

A - DIFFERENCIATION DES PROCESSUS DE SAPROLITISATION

Les processus de saprolitisation mis en jeu dans les profils d'altération varient selon les contraintes biophysico-chimiques du milieu considéré.

Les saprolites des versants boisés conservent bien les structures des roches mères sous la forme d'un assemblage minéralogique kaolinite-goethite. Lorsque cet assemblage est détruit sous l'effet des processus de pédoturbation, la porosité s'accroît, le drainage s'améliore et la gibbsite se développe largement aux dépens de la kaolinite (accumulation relative d'alumine, après désilicification). Par ailleurs, la gibbsite cristallise dans la macroporosité (accumulation absolue d'alumine).

Dans les profils de bas-plateau, la saprolite perd la structure héritée de la roche mère sous l'effet du tassement résultant de l'accumulation massive de kaolinite, par translocations mécaniques.

Tous ces processus : (1) kaolinitisation préservant les structures héritées, (2) pédoturbation entraînant la gibbsitisation des matériaux argileux, (3) hydromorphie provoquant la déferruginisation des matériaux argileux illuviés, ont une signature géochimique et physique qui leur est propre.

Le processus de kaolinitisation est isovolume. Le lessivage de la silice et de l'alumine est modéré, le fer est enrichi relativement, sous forme de goethite. Les éléments de transition sont lixiviés modérément. Parmi les terres rares, les lourdes (Yb et Lu) sont plus mobiles que les légères (La, Ce et Eu). Le cérium peut s'enrichir, tandis que les alcalino-terreux Sr et Ba sont complètement lixiviés.

Le processus de pédoturbation intervient dans les profils d'altération sous forêt. Il modifie l'hydrodynamisme des profils et stimule la formation de gibbsite aux dépens de la kaolinite.

Les processus d'hydromorphie et de translocation se relaient dans les profils des bas-plateaux, au gré des saisons. Ils procèdent tantôt d'un lessivage important dans les horizons supérieurs cuirassés, tantôt d'accumulations d'argile dans les horizons de saprolite fine, entraînant une péjoration du drainage. L'accumulation absolue d'argile s'accompagne d'une réduction du fer, puis d'un lessivage intense de tous les éléments chimiques à l'exception des éléments incorporés dans les minéraux lourds les plus résistants (zircon..). Le profil d'altération subit ainsi les effets d'un tassement important qui se traduit par une accumulation des terres rares et la lixiviation non moins importante des éléments de transition, d'une partie de la silice, de l'alumine et du fer.

B - DIFFERENCIATION DES PROCESSUS DE FERRUGINISATION

Les processus de ferruginisation mis en jeu dans les profils d'altération cuirassés opèrent selon deux modalités, aggradation et dégradation, qui se relaient dans l'espace, à l'échelle des profils (évolution verticale) et du paysage (évolution latérale), du demi-interfluve à la région, et aussi dans le temps à travers les fluctuations climatiques.

1 - L'aggradation ferrugineuse

L'aggradation ferrugineuse a lieu au sein des domaines argileux qui dérivent soit de l'altération pseudomorphique (isovolume) des minéraux parentaux, soit de processus d'illuviation (non isovolume).

Dans le premier cas, l'aggradation ferrugineuse est hématitique et conduit au développement des faciès nodulaires lithomorphes, puis paranodulaires et enfin massifs,

qui occupent pour l'essentiel les reliefs les plus hauts. Le faciès massif représente le stade ultime de l'aggradation hématitique au sein des plasmas kaolinitiques hérités de la saprolite fine. Le maximum du cuirassement est enregistré au milieu de l'horizon cuirassé, dans la zone du creux hydrique (TARDY et al., 1988 ; BEAUVAIS et TARDY, 1991).

L'aggradation hématitique est maximale dans les profils cuirassés des haut-plateaux, mais on en trouve des reliques dans tous les faciès, sur les versants et les bas-plateaux. Elle opérait jadis dans l'ensemble du paysage, sous un climat plus contrasté qu'aujourd'hui. Elle apparaît par conséquent comme antérieure à l'aggradation goethitique.

Dans le second cas, l'aggradation ferrugineuse est contrôlée, au cours de l'alternance des saisons, sèches et humides, par des processus de lessivage et de rétention au sein des domaines argileux hydromorphes ; le fer s'accumule alors sous la forme de goéthite dans les faciès vermiformes en environnement moins oxydant, sans que l'hématite puisse se développer.

Aujourd'hui, sous climat tropical contrasté plus humide, l'aggradation goethitique est active partout, particulièrement à la base des horizons nodulaires dans les profils de haut-plateau, dans les profils à faciès vermiforme de bas-versant concaves à déclivité peu accusée, et sur les bas-plateaux à surface plane. Néanmoins, lorsque la pente est plus accusée sur les versants, et lorsque la surface est convexe, on a montré qu'au dessus des faciès vermiformes goethitiques, les faciès nodulaires ou paranodulaires d'aggradation hématitique à nodules argilomorphes étaient d'autant mieux conservés (chapitre. 5).

Pour expliquer l'aggradation ferrugineuse, l'épigénie de la kaolinite par le fer sous forme d'hématite, ou par un autre élément tel que le manganèse sous forme de lithiophorite, a été maintes fois décrite dans les profils d'altération des régions n'ayant pas la même histoire climatique, et évoluant aujourd'hui, pour certaines, sous des climats bien plus contrastés que celui qui règne dans le Haut-Mbomou (NAHON, 1976 ; NAHON et MILLOT, 1977 ; NAHON et al., 1979 ; MILLOT et al., 1977 ; AMBROSI, 1984 ; BEAUVAIS, 1984 ; AMBROSI et al., 1986 ; NAHON et al., 1989).

Dans le Haut-Mbomou, l'aggradation du fer sous forme d'hématite s'est opérée après dissolution de la kaolinite (désilicification), qui tout en se poursuivant aujourd'hui, conduit, sous conditions plus humides et dans les milieux bien drainés au développement de gibbsite. Par ailleurs, au sommet des horizons de saprolite et d'argile tachetée, une phase argileuse hydratée, l'halloysite, peut se néoformer entre kaolinite et gibbsite. On retrouve ici, les observations et les conclusions de MULLER (1987), concernant des profils évolués dans des environnements (climat, milieu naturel..) du Cameroun comparables à celui du Haut-Mbomou.

Les deux modes d'aggradation ferrugineuse sont bien localisés dans le paysage et dans les profils d'altération. Ils signent des climats différents et ont des âges différents.

Les cuirasses d'aggradation hématitique (paranodulaires ou massives) sont les plus hautes dans le paysage, toujours situées au sommet des profils. Ce sont les plus anciennes, et elles témoignent d'un climat tropical contrasté ancien (Eocène-Oligocène) dans le Haut-Mbomou. Aujourd'hui, le climat est plus humide, favorable au développement des cuirasses d'aggradation goethitique, à la base des profils d'altération, dont le faciès varie selon la position topographique, nodulaire à l'amont et vermiforme à l'aval.

2 - La dégradation des faciès d'aggradation hématitique anciens

La dégradation des faciès d'aggradation hématitiques anciens a été envisagée selon deux modes. Le premier mode concerne toutes les cuirasses formées sous savanes arborées ou à graminées (cuirasse affleurante), et dans ce cas la dégradation est modérée. Le second mode concerne le démantèlement des cuirasses sous forêt semi-humide, et dans ce cas la dégradation est plus intense.

a - La dégradation modérée sous savane

La dégradation modérée des faciès d'aggradation hématitique anciens opère au sommet des profils cuirassés sous savane. Elle se traduit par la transformation des minéraux peu ou pas hydratés (kaolinite et hématite) dans les cuirasses à faciès d'aggradation, et par le développement de minéraux plus hydratés (gibbsite et goethite). Cependant, cette dégradation de la cuirasse n'implique pas sa destruction, mais procède plutôt de son évolution vers un nouveau faciès.

Les faciès nodulaires, paranodulaires et massifs évoluent alors vers des faciès protopisolitiques, caractérisés par la croissance centripète de franges, cernes et cortex goethitiques périnodulaires, et le développement de trames de même nature qui recoupent les matrices internodulaires.

La dégradation des cuirasses est la traduction des changements de pédoclimat, qui peuvent résulter des modifications du climat à l'échelle régionale ou latitudinale (TARDY et al., 1988 ; TARDY et al., 1990 ; BEAUVAIS et TARDY, 1991). Cette dégradation entraîne la remobilisation d'une partie du fer concentré lors de l'aggradation dans les domaines nodulaires hématitiques. Le fer peut ensuite migrer lors de transferts verticaux et latéraux. Finalement, il participe en bout de chaîne, à la formation de carapace nodulaire, voire de cuirasse, à la base des profils de haut-plateau, ou dans les profils de bas-versants (faciès vermiformes), alimentant une aggradation ferrugineuse goethitique.

Au total, les cuirasses protopisolithiques apparaissent comme des cuirasses nodulaires en voie de dégradation, puisqu'elles résultent à la fois de processus d'aggradation anciens (héritage des vieilles cuirasses), et de processus de dégradation subsactuels à actuels qui ont ainsi tendance à les rajeunir.

b - La dégradation et le démantèlement sous forêt

La dégradation et le démantèlement des cuirasses sont opérants sous la forêt qui se développe à l'amont des versants en bordure des haut-plateaux, et aussi sur les plateaux sous forme d'îlots boisés. Sous les effets combinés de l'hydratation et de la matière organique, les cuirasses se désagrègent en blocs puis en nodules. La dégradation des couvertures cuirassées se traduit par la transformation des assemblages de minéraux peu hydratés kaolinite-hématite qui forment l'ossature minéralogique stable des cuirasses, et par la formation des assemblages de minéraux plus hydratés gibbsite-goethite, qui se développent à leur dépens (BEAUVAIS et TARDY, 1991). Au total, les cuirasses, formées jadis sous climat tropical plus contrasté qu'aujourd'hui, fondent sur place et cèdent le terrain à des sols ferrallitiques à structure micronodulaire. Les micronodules sont constitués de kaolinite et hématite, et la gibbsite et la goethite se développent secondairement dans la porosité qui résulte de la dégradation géochimique de la cuirasse.

La transformation sous climat tropical contrasté à tendance humide des vieilles couvertures cuirassées du Haut-Mbomou, procède de changements climatiques à plus

grande échelle, qui provoquent des variations dans la dynamique hydrique des profils d'altération latéritique.

C - NATURE MINÉRALOGIQUE ET VITESSES RELATIVES DE PROGRESSION DES FRONTS D'ALTÉRATION ET DE FERRUGINISATION

L'évolution des profils d'altération cuirassés est fonction de la nature et de la vitesse de progression (1) des fronts d'altération aux dépens des roches mères (saproлитisation, kaolinitique ou gibbsitique), (2) des fronts de ferruginisation aux dépens des matériaux d'altération argileux (hématitique ou goéthitique), et (3) de l'érosion mécanique sous cuirasse (versants) et en surface (versants et bas-plateaux).

1 - Nature minéralogique et vitesse relative d'enfoncement des fronts d'altération

Dans les systèmes cuirassés du Haut-Mbomou évoluant sous climat tropical contrasté à tendance humide, la vitesse de progression des fronts d'altération est fonction de la nature de la roche mère (basique ou acide, à structure schisteuse ou massive), et des conditions de drainage qui fluctuent selon les variations climatiques interannuelles, la position topographique et le couvert végétal (savane, forêt ou surface nue).

Sur roche basique schisteuse et sous forêt, le front de saproлитisation kaolinitique s'enfonce plus vite que sur roche acide (séquence de Finzani), ou que sous une surface d'épandage (bas-plateaux), où sa progression est entravée par des conditions hydromorphes, qui sont d'autant plus contraignantes que l'année est plus humide. En revanche, sous forêt, l'arrière du front kaolinitique évolue en gibbsite.

2 - Nature minéralogique et vitesse relative d'enfoncement des fronts de ferruginisation

La nature minéralogique et la vitesse d'enfoncement des fronts de ferruginisation varient selon l'environnement morphopédologique caractérisé par : (1) le climat ambiant (pluviosité, température et humidité relative de l'air) ; (2) la structure des matériaux d'altération (taille et forme des argiles, des agrégats et des pores) ; (3) la couverture végétale (surface nue, savane ou forêt), (4) la topographie (surface plane, convexe ou concave, déclivité plus ou moins accusée) ; et (5) les conditions du drainage qui procèdent des facteurs précédents.

Actuellement, sous climat tropical contrasté à tendance humide, les fronts de ferruginisation (aggradation) sont goéthitiques partout (fig. 154). Le front de ferruginisation goéthitique progresse plus vite à l'amont des séquences qu'à l'aval où il est ralenti par les conditions hydromorphes.

A l'arrière des fronts goéthitiques, les faciès de cuirasses (massif ou paranodulaire, nodulaire), partout hématitiques, sont grignotés par un front de dégradation goéthitique qui conduit à la formation des faciès protopisolithiques en surface. Sous forêt, la dégradation et le démantèlement sont plus intenses, et les fronts de ferruginisation goéthitique sont d'autant plus profonds que la cuirasse du dessus ou de l'amont boisé est dégradée et démantelée. Cependant, la progression de ces fronts dépend des conditions du drainage. Celui-ci est péjoré dans des domaines très argileux (argile tachetée des bas-versants et saproлите des bas-plateaux), et l'avance de la ferruginisation est partout régulée par les variations du niveau piézométrique, dépendantes du climat et de la topographie.

Les années très humides, les fronts progressent lentement. Au contraire, les années plutôt sèches, les fronts avancent plus rapidement, et le paysage s'enfoncé également plus vite, les processus d'érosion chimique devenant plus efficaces.

Au total, les profils cuirassés des haut-plateaux, protégés de l'érosion par l'auréole boisée, évoluent essentiellement selon des processus d'érosion chimique, qui actuellement font se dégrader les faciès hématitiques anciens, et entraînent la formation de cuirasse goethitique à la base des profils (fig. 154).

A l'autre bout, l'évolution des profils de bas-plateaux dépend plus des processus d'érosion mécanique, puisque l'érosion chimique est entravée par l'hydromorphie.

Entre les deux, les versants sont soumis à la fois aux processus d'érosion chimique et mécanique. Dans ce cas, l'érosion mécanique opère en surface (bas-versant) et sous la cuirasse (versant boisé et rebord d'entaille). L'efficacité des processus d'érosion chimique est fonction des conditions de drainage, et par conséquent de la déclivité.

II - BILAN GEOCHIMIQUE DE L'ALTERATION ET DE L'EROSION

Le bilan géochimique de l'altération a été estimé par rapport au zirconium constant à partir de roches mères moyennes (basiques et schisteuses) supposées être représentatives de la zone étudiée. Le bilan de l'érosion a été estimé à partir des mesures de charges en matières solides et dissoutes dans l'Oubangui à Bangui.

Compte tenu de la répartition des différentes formations géologiques et pédologiques sur le bassin du Mbomou, globalement comparable à celle que l'on observe sur l'ensemble du bassin de l'Oubangui, ce bilan a permis de comparer les processus d'érosion chimique et mécanique mis en jeu actuellement sur le bassin oubanguien, avec les processus d'altération latéritique qui prévalent aujourd'hui dans le Haut-Mbomou.

A - APPORTS DU BILAN Iso-Zr

Le bilan iso-Zr décrit assez bien les grands processus (saproлитisation, et ferruginisation selon les deux modes, aggradation et dégradation) responsables de la différenciation des trois systèmes cuirassés.

1 - Le bilan du profil de haut-Plateau

La base des profils de haut-plateau, où se forme une cuirasse riche en goethite est 2,5 fois plus ferrugineuse que le sommet occupé par une cuirasse paranodulaire hématitique ancienne, actuellement en voie de dégradation.

Par ailleurs, on a mis en évidence dans cette cuirasse goethitique un enrichissement en phosphore (P_2O_5), corrélé aux alcalino-terreux (Sr et Ba), et aux terres rares (La et Ce).

La formation d'une cuirasse ferrugineuse nécessite un environnement suffisamment oxydant dont les paramètres géochimiques (Eh et pH) sont fixés par la paragenèse à lithiophorite et oxyhydroxydes de cérium (cérianite?), accompagnant la formation de la goethite, et dont on connaît les domaines de stabilité thermodynamique (PARC, 1989 ; BRAUN et al., 1990).

2 - Le bilan du profil de versant boisé

Le bilan du profil de versant boisé montre un comportement général dominé par les fluctuations du fer, dont l'enrichissement n'est pas régulier le long du profil. La base des horizons d'argile tachetée, nodulaire et de cuirasse apparaît ainsi plus ferrugineuse, plus goethitique et plus jeune que le sommet, hématitique et plus vieux.

Ce bilan montre également une corrélation étroite entre le processus de pédoturbation qui induit une augmentation de volume de l'horizon de saprolite, et la formation de gibbsite dans cet horizon.

Par ailleurs, on met en évidence une analogie de faciès géochimique entre la cuirasse de ce profil, riche en goethite et ancienne, et celle qui se forme actuellement à la base du profil de haut-plateau. Ces faits permettent d'envisager des processus géochimiques identiques, espacés dans le temps et opérant sous des climats comparables, responsables de la formation de l'une et de l'autre. Autrement dit, la formation actuelle d'une cuirasse à la base du profil de haut-plateau décrit finalement la formation ancienne, probablement pendant la période humide du Miocène (PARRISH et al., 1982), de la cuirasse des profils du versant boisé (fig. 154). Ces conclusions décrivent finalement l'enfoncement géochimique du paysage sur lui-même (NAHON, 1976 ; MILLOT et al., 1976 ; NAHON et MILLOT, 1977 ; MILLOT, 1981 ; NAHON, 1986 ; NAHON, 1991).

3 - Bilan du profil de bas-versant

Le bilan du profil de bas-versant est très contrasté, conformément à la coexistence dans le même profil de faciès vermiformes goethitiques et kaolinitiques dans la moitié inférieure, et de faciès protopisolithiques hématitiques et gibbsitiques dans la moitié supérieure. L'enrichissement en fer dans les cuirasses du sommet représente environ 3 fois la teneur initiale mesurée dans la roche. Le comportement particulier des terres rares est lié à la présence des faciès vermiformes soumis à des conditions hydromorphes. Le profil est situé en bordure d'entaille, où les processus de lessivage sont intenses à l'intersaison. Ils entraînent la formation de gibbsite au sommet des profils cuirassés d'une part, et l'accumulation de matériaux argilo-silteux dans les macropores connectés des faciès vermiformes d'autre part.

4 - Le bilan des profils de bas-plateau

Le bilan des profils de bas-plateaux est perturbé par des apports de matériaux argilo-silteux contenant des minéraux lourds, tel que du zircon et du quartz. Ainsi, l'analyse en composante principale fait bien ressortir la corrélation entre la porosité d'une part, et les éléments qui s'y accumulent par translocation mécanique (kaolinite, titane, quartz), d'autre part. Dans une seconde étape, la goethite et le niobium s'accumulent également dans ces sites très argileux. Tous ces faits décrivent bien les processus géochimique qui régulent l'évolution actuelle des faciès vermiformes dans les profils de bas-plateaux. Au sommet de ces profils, les processus de lessivage sont intenses. Les cuirasses nodulaires ou protopisolithiques à hématite et gibbsite sont bien différenciées, mais ne se conservent qu'au sommet des profils les mieux drainés.

B - APPORTS DU BILAN DE L'ÉROSION SUR L'ENSEMBLE DU BASSIN VERSANT DE L'OUBANGUI

Le bilan de l'érosion sur le bassin versant de l'Oubangui a permis, à partir des valeurs de débits mesurés sur un demi-siècle de caractériser le climat moyen actuel sur ce bassin, qui a connu trois périodes : une normale pour laquelle les valeurs des débits mesurés sont de l'ordre de la moyenne des 54 années de mesures ($4080 \text{ m}^3 \text{ S}^{-1}$ soit une lame d'eau écoulée de 269 mm) ; une humide pendant laquelle les valeurs sont supérieures à la moyenne ; et une sèche depuis 1971, durant laquelle les valeurs mesurées sont nettement inférieures à la moyenne.

Pour les trois dernières années de mesure des flux solide et dissous dans l'Oubangui, on estime que les vitesses d'érosion chimique et mécanique s'équilibrent autour d'une valeur estimée à 3 m. Ma^{-1} .

D'autre part, le calcul du bilan de l'érosion par la méthode de GAC et PINTA (1973), donne une vitesse d'épaississement moyenne des profils d'altération pour l'ensemble du bassin de $2,15 \text{ m. Ma}^{-1}$.

Par ailleurs, cette étude a permis de mettre en évidence à partir des mesures compilées sur un demi-siècle, une valeur critique du drainage (196 mm soit un débit de $2980 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) pour laquelle les flux spécifiques solides et dissouts s'équilibrent ($7,9 \text{ t. km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$). En revanche, au dessous de cette valeur, l'érosion chimique l'emporte sur l'érosion mécanique. Or, dans le Haut-Mbomou, on a montré que les fronts d'érosion chimique (saproliitisation et ferruginisation) progressaient plus rapidement lorsque l'année était plus sèche (par exemple 1300-1400 mm), que lorsqu'elle était plus humide (1600-1700 mm).

Il semblerait par conséquent que le régime du fleuve Oubangui suivi à Bangui, décrive assez bien les processus d'érosion mécanique et chimique mis en jeu sur le bassin du Mbomou. Quoi qu'il en soit, il serait intéressant de vérifier cette proposition par un programme de mesure des matières solides et dissoutes sur le fleuve Mbomou à Bangassou, visant à évaluer les pulsations de son bassin, le plus cuirassé du monde.

III - DYNAMIQUE DU PAYSAGE CUIRASSE ET PALEOCLIMATS

La dynamique du paysage cuirassé centrafricain, et en particulier, celui du Haut-Mbomou a été abordée au sein d'un ensemble général comprenant l'évolution des grandes formations latéritiques à l'échelle du continent africain. Cette évolution dépend des climats qui ont fluctué au cours de la dérive des plaques continentales, enclanchée il y a 120-130 Ma, lors de l'ouverture de l'océan Atlantique-Sud (TARDY et al., 1988 ; TARDY et al., 1990).

Les fluctuations climatiques du Tertiaire procèdent de la migration des plaques africaine et sud-américaine. La vitesse de progression du domaine équatorial vers le Sud a oscillé au rythme de l'expansion des fonds océaniques qui fait se déplacer les plaques continentales les unes par rapport aux autres (PHILLIPS, 1967 ; VAN ANDEL et MOORE, 1970 ; HAYS et PITMAN, 1973).

La position centrale de l'actuel territoire centrafricain l'a protégé durant tout le Tertiaire des grands mouvements tectoniques et des influences océaniques, à l'exception de la partie septentrionale, le long d'un axe Doba-Birao, qui fut sous les influences océaniques lors de l'ouverture du bassin de la Bénoué. Au Crétacé moyen (100 Ma), ce bassin faisait communiquer l'océan Atlantique-Sud avec le Nord du Continent africain, suite à la mise en place et au jeu des grands accidents coulissants autour de la grande

faille intercontinentale qui relie Pernambuco au Brésil, à Khartoum au Soudan (POPOFF, 1988). Ailleurs, les climats et leurs fluctuations au cours du Tertiaire sont seuls responsables de l'évolution de la couverture latéritique et expliquent l'état actuel du paysage cuirassé.

Les variations des paramètres climatiques influent sur l'évolution des paramètres physiographiques du paysage (végétation, nature des formations pédologiques, morphologie des surfaces et des pentes, morphologie du réseau hydrographique...). En revanche, les facteurs du milieu naturel influent sur les effets des paramètres climatiques, en les accentuant, ou en les contraignant.

A - MORPHOLOGIE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE. SIGNATURE DES FACTEURS DU MILIEU NATUREL

La morphologie du réseau hydrographique dépend de plusieurs facteurs du milieu naturel. Elle est à la fois lithodépendante, et influencée par les fluctuations climatiques et tectoniques régionales. L'analyse fractale du tracé de plusieurs rivières a permis de relever des différences de dimension, qui décrivent finalement les différents environnements lithologiques et morphopédoclimatiques, drainés par les cours d'eau. C'est le cas, on l'a montré, de la Ouara et du Chinko, dont les cours supérieurs entaillent des roches acides peu latéritisées, alors que les cours inférieurs drainent des paysages très cuirassés.

L'analyse fractale de la distribution des linéaments et des fractures a permis de décrire les facteurs responsables de cette distribution. Ces facteurs sont lithologiques et tectoniques. Cependant, sur les versants, les signatures structurales sont oblitérées lors de processus d'accumulation secondaire de fer. Dans ce cas, l'analyse fractale des champs de fractures dans des zones où les versants sont largement développés, décrit ces processus géochimiques, par des dimensions fractales plus faibles qu'ailleurs.

B - LES CUIRASSES ET LES PALEOCLIMATS

Les cuirasses des haut-plateaux du Haut-Mbomou découlent de processus d'aggradation du fer sous forme d'hématite au sein de matrices argileuses, riches en kaolinite. Elles sont actuellement en déséquilibre climatique et se dégradent partout où se développe la forêt.

Les cuirasses des bas-versants et des bas-plateaux renferment des reliques des précédentes et découlent de processus de dégradation, conformément aux conditions climatiques actuelles.

Localement, les effets de l'érosion se sont fait plus sentir, et ont permis à des faciès de carapace vermiforme, habituellement développés dans les profils qui évoluent près des drains, d'affleurer. La macroporosité de ces carapaces a servi de structure d'accueil à des matériaux argilo-silteux composés de kaolinite, quartz et minéraux lourds (ilménite et zircon). Ces accumulations argilo-silteuses procèdent de translocations mécaniques, et localement, rendent le milieu hydromorphe. Ces changements hydrodynamiques différencient finalement un peu plus les profils d'altération, selon leur position topographique.

Au total, l'amont des séquences étudiées, par ailleurs souvent boisé, était autrefois plus sec, soumis à un climat tropical contrasté, puisqu'on y trouve les cuirasses les plus anciennes et les plus riches en minéraux peu hydratés, hématite et kaolinite (fig. 154). L'amont des séquences du Haut-Mbomou décrit aujourd'hui la fonte géochimique beau-

coup plus avancée des couvertures cuirassées de la forêt équatoriale des régions humides du Sud. Jadis, celles-ci aussi étaient plus sèches, puisqu'on y retrouve encore les reliques d'anciennes cuirasses enfouies dans les formations pédologiques meubles constituant l'essentiel des collines en "demi-orange" (NOVIKOFF, 1974), largement distribuées dans les paysages de forêt équatoriale.

En revanche, l'aval des séquences, et particulièrement les bas-plateaux à cuirasse vermiforme, se comportent plutôt comme des aires d'épandage, où s'accumulent les eaux météoriques, et où les matériaux argilo-silteux transportés par l'érosion mécanique se déplacent en surface, et percolent dans les macroporosités des profils à faciès vermiforme. Par ailleurs, le fer libéré des zones de démantèlement plus amont, s'accumule sous forme de goethite dans ces mêmes profils devenus très argileux.

Entre les deux systèmes cuirassés d'aggradation, hématitique et ancien à l'amont, et goethitique et subactuel à l'aval, les systèmes cuirassés gibbsitiques des faciès nodulaires à protopisolithiques des versants et bas-plateaux apparaissent comme des faciès de dégradation modérés. Ils renferment par ailleurs certains des caractères pétrographiques spécifiques des deux autres systèmes. Ces caractères sont soit des reliques de cuirasses massives au sommet des profils, soit des carapaces vermiformes dans la moitié inférieure des profils. A cet égard, ils apparaissent comme des systèmes relais entre l'amont des séquences, hématitique et ancien, et l'extrême aval, goethitique et subactuel à l'actuel.

D'autre part, le sommet de leurs profils est généralement bien drainé, et constitue un site privilégié pour la néoformation de la gibbsite.

Finalement, le paysage cuirassé s'enfoncé verticalement, plus vite à l'amont qu'à l'aval, en se déplaçant latéralement (versants), depuis l'amont hématitique qui tend à s'appauvrir en fer, vers l'aval qui s'enrichit en gibbsite sur les versants lessivés et bien drainés, et en goethite dans des milieux d'illuviation argileuse, hydromorphes.

Les cuirasses du Centrafrique, et particulièrement celles du Haut-Mbomou renferment les marques minéralogiques des fluctuations climatiques du Tertiaire. Comme en Afrique de l'Ouest, elles s'étagent dans le paysage, les systèmes cuirassés s'emboîtant les uns dans les autres verticalement et latéralement, au sein d'une même et unique ancienne surface, érodée et ondulée, qui s'enfoncé sur elle-même à des vitesses différentes selon la topographie (fig. 154). Actuellement, elle s'enfoncé plus vite à l'amont du paysage qu'à l'aval. Précédemment, la surface initiale a été incisée lors de la formation des versants (fig. 154).

Les plus hautes cuirasses sont les plus riches en minéraux peu hydratés, hématite et kaolinite, et les plus anciennes, tandis que les plus basses sont les plus riches en minéraux plus hydratés, goethite et gibbsite, et les plus jeunes.

Compte tenu des dénivelées et des vitesses moyennes de l'érosion mécanique en régions très cuirassées, comme celle du Haut-Mbomou (5 m Ma^{-1} , PROBST, 1990 ; TARDY 1992), on estime aujourd'hui que les cuirasses des haut-plateaux du Haut-Mbomou datent de la fin Eocène - début Oligocène, alors que celles des bas-plateaux seraient contemporaines de la période humide du Miocène, de même que les aires de démantèlement géochimique des cuirasses de haut-plateaux (fig. 154).

Il faut plusieurs millions, voire plusieurs dizaines de millions d'années pour construire un paysage cuirassé tel que celui du Haut-Mbomou en Centrafrique. Il faut aussi plusieurs millions d'années pour constituer 3 à 5 mètre de cuirasse massive hémati-

tique, et tout autant pour fabriquer 5 à 10 m de cuirasse vermiiforme goethitique. Les cuirasses latéritiques enregistrent les fluctuations du climat à travers la nature de leurs minéraux cardinaux qui sont soit, peu hydratés, hématite, kaolinite et boehmite (climat tropical contrasté), soit hydratés, goethite et gibbsite (climat tropical à équatorial humide). On pourrait également ajouter à cette liste les minéraux argileux de type smectite, qui outre leur dépendance au type de roche mère (roche ultra-basique) ou à la topographie (bas-fonds très mal drainés), peuvent apparaître dans certains cas (LEPRUN, 1979), comme des indices d'un changement climatique (climat tropical contrasté devenu semi-aride).

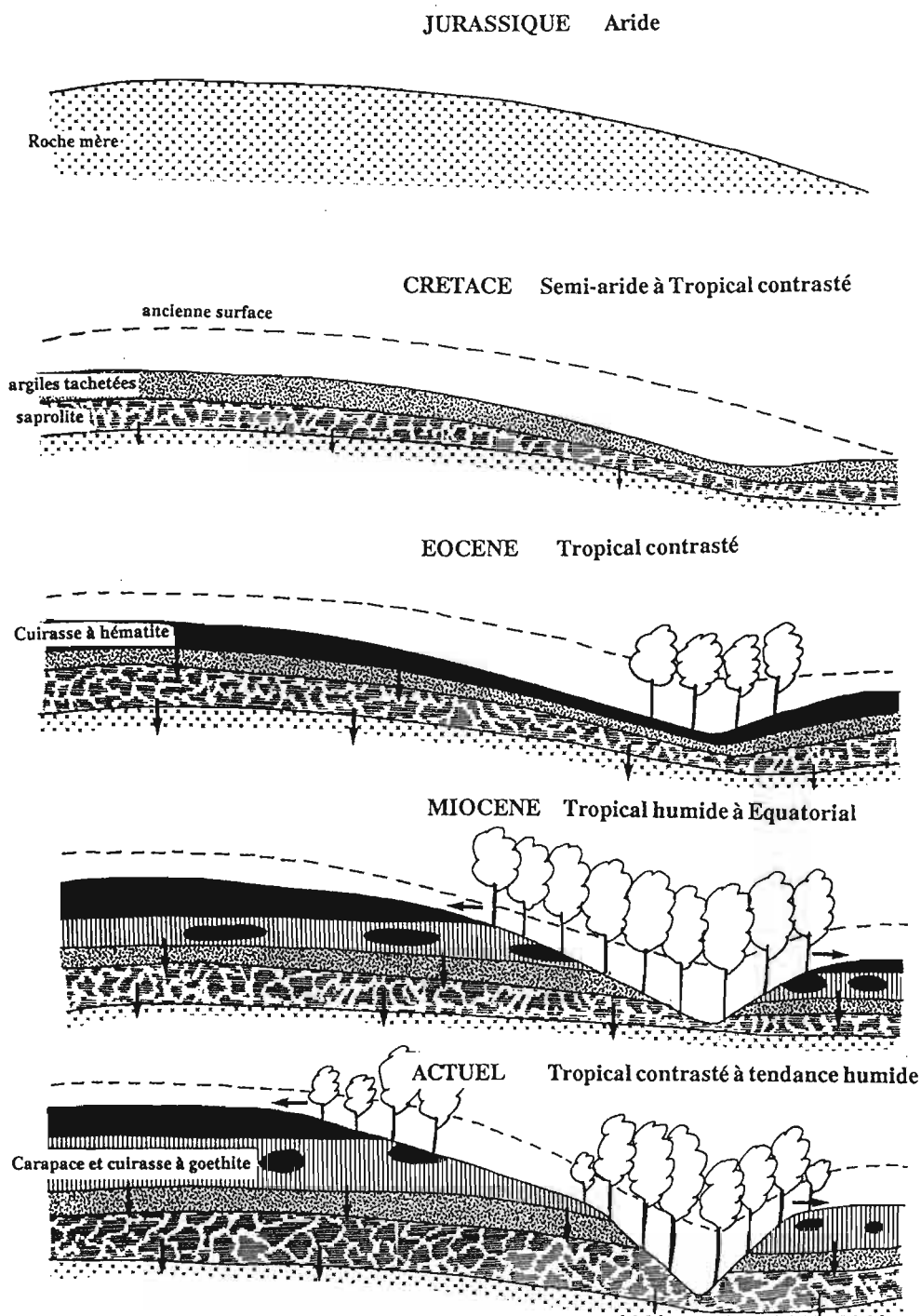


Figure. 154 - Evolution du paysage cuirassé du Haut-Mbomou au gré des changements climatiques depuis le Jurassique.

Les formations latéritiques et leurs minéraux, et parmi elles les cuirasses ferrugineuses, au même titre que les bauxites, sont par conséquent d'aussi bons marqueurs paléoclimatiques que d'autres formations géologiques telles que les évaporites, les charbons, les cherts, les carbonates, les phosphates, les dépôts éoliens, fluviaux, lacustres, les tillites...etc. En Afrique, et dans toute la ceinture intertropicale, elles sont les témoins fossiles pour certaines, et vivants pour d'autres, des grands épisodes climatiques qui se sont succédés depuis l'ouverture de l'océan Atlantique-Sud, il y a 130 Ma.

PERSPECTIVES

Au terme de ce mémoire de thèse qui est l'aboutissement de six années de recherches sur les cuirasses latéritiques du Centrafrique, il me paraît important de développer dans l'avenir, les axes de recherches suivants.

1 - A l'échelle régionale, il est important d'utiliser la télédétection par imagerie satellitaire (Spot, Thematic Mapper...) d'une part, et les méthodes géophysiques (électrique, magnéto-tellurique...), d'autre part, pour étudier les formations superficielles dans leur globalité. Ces deux méthodes sont parfaitement complémentaires. La télédétection permet d'obtenir une image très précise des états de surface. La géophysique permet une investigation en profondeur, à l'intérieur même de l'objet d'étude. L'une et l'autre donnent une vue précise de la distribution spatiale des objets étudiés (sols, cuirasses...), et font ressortir les relations avec les autres facteurs de l'environnement naturel (relief, roches mères, hydrosphère, biosphère...).

2 - En matière de géomorphologie quantitative du paysage, il serait intéressant d'appliquer de manière plus systématique l'outil fractal et ses méthodes de mesures appropriées à tous les paramètres physiographiques du paysage, tels que le tracé des cours d'eau, la densité et la morphologie du réseau hydrographique, les pentes des versants, de même qu'aux fluctuations de débit des cours d'eau, aux variations des flux de matières solides et dissoutes dans les rivières...etc, dans le but de modéliser le fonctionnement et l'évolution des systèmes naturels dans leur globalité.

Par ailleurs, l'analyse qualitative et quantitative de la porosité des sols, meubles ou cuirassés, serait également d'un grand intérêt dans une meilleure compréhension des processus biophysico-chimiques qui régulent les équilibres structuraux, texturaux, et minéraux dans les colonnes de sols ou de profils d'altération.

3 - Outre le fait que les minéraux des formations latéritiques apparaissent comme de bons indicateurs du climat qui régnait lors de leur formation, ils présentent également des caractéristiques cristallographiques et cristallogéniques intrinsèques toutes aussi intéressantes à analyser, dans le but de les relier aux grands processus qui régulent le fonctionnement du système naturel (sol, cuirasse, profil d'altération...) qui les contient.

Il est par conséquent important d'étudier les minéraux naturels (goéthite, hématite, kaolinite, smectites...) issus des processus d'altération supergène, par des méthodes d'analyses spectrométriques (Infra-rouge, Mössbauer, RPE, DRX...) qui permettent de préciser leurs caractères cristallographiques et cristallogéniques propres, en relation avec les processus biophysico-chimiques qui contrôlent les conditions de leur formation.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDER L.T. et CADY J.G. (1962) - Genesis and hardening of laterite in soils. Tech. Bull., Department of Agric., Washington, N° 1282.
- AMBROSI J.P. (1984) - Pétrologie et géochimie d'une séquence de profils latéritiques cuirassés ferrugineux de la région de Diouga, Burkina Faso. Thèse Doct. 3^e Cycle, Poitiers, 223 p.
- AMBROSI J.P. (1990) - Modélisation thermodynamique de l'altération latéritique dans le système Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . Doct. Univ., Poitiers, 379 p.
- AMBROSI J.P. et NAHON D. (1986) - Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles. Chem. Geol., 57, 371-393.
- AMBROSI J.P., NAHON D. et HERBILLON A. (1986) - The epigenic replacement of kaolinite by hematite in laterite. Petrographic evidence and the mechanisms involved. Geoderma, 37, 283-294.
- AUBERT G. (1965) - Classification des sols. Tableaux des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes de sols utilisés par la section de Pédologie de l'ORSTOM. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., III, 3, 269-288.
- AUBERT G. et SEGALIN P. (1966) - Projet de classification des sols ferrallitiques. Cah. ORSTOM, sér. pédol., VI, 4, p. 97-112.
- AUBREVILLE A. (1948) - Etude sur les forêts de l'Afrique Equatoriale Française et du Cameroun. Section Technique d'Agriculture tropicale. Bull. Scient. n°2, Nogent-sur-Marne, 132 p.
- AUBREVILLE A. (1949) - Climats, forêts et désertification de l'Afrique Tropicale. Soc. édit. géog., Mar. et Col., Paris, 352 p.
- AUBREVILLE A. (1950) - Flore forestière soudano-guinéenne A.O.F. - Cameroun - A.E.F. Soc. édit. Géog. Mar. et Col., Paris, 523 p.
- BABET V. (1935) - Sur les grès continentaux horizontaux de la Haute Sangha (A.E.F.). Bull. Soc. Géol. Fr., 5^e série, V, 455-464.
- BARDOSSY G.Y. (1981) - Palaeoenvironments of laterites and lateritic bauxites, effect of global tectonism on bauxite formation. Proc. 1st Intern. Seminar on lateritization Processes, Trivandrum, India, 287-294.
- BEAUDET G. (1978) - Essai sur la zonation et la signification géomorphologique des cuirasses ferrugineuses en Afrique Occidentale. Travaux Doc. CEGET, Talence, 33, 34-52.
- BEAUDET G., COQUE R., MICHEL P. et ROGNON P. (1981) - reliefs cuirassés et évolution géomorphologique des régions orientales du Mali. 1. La région de Tilemsi et la vallée du Niger de Taoussa à Gao. 2. Le Gourma et le plateau de Bandiagara, son contact avec le Macina. Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd. 38, Berlin, Stuttgart, 38-62 et 63-85.
- BEAUDOU A.G. (1971) - Sols rouges et beiges. Etude d'une séquence sur quartzite en pays ferrallitique forestier (RCA). Cah. ORSTOM, sér. Pédol., IX, 2, P. 147-187.
- BEAUDOU A.G. et CHEVAL M. (1980) - Notice explicative. Cartes pédologiques de la République Centrafricaine. Feuilles de Bambari, Bianga, Mobaye, Bangassou et Rafaï à l'échelle de 1 : 200 000. Multigr., ORSTOM Bangui, 127 p.

- BEAUVAIS A. (1984) - Concentrations manganésifères latéritiques. Etude pétrologique de deux gîtes sur roches sédimentaires précambriennes. Gisements de Moanda (Gabon) et d'Azul (Brésil). Thèse 3^e Cycle, Univ. Poitiers, 156 p.
- BEAUVAIS A. (1989) - Etude pétrographique et géochimique de profils d'altération latéritique cuirassés dans le Sud-Est de la République Centrafricaine. *Géodynamique*, 4 (2), 71-91.
- BEAUVAIS A., BOEGLIN J.L., COLIN F., MAZALTARIM D. et MULLER J.C. (1990) - Geochemical evolution and degeneration of ferricrettes under a humid tropical climate in the East of Central African Republic. 2nd Internat. symp., *Geochemistry of the Earth's Surface and of Mineral formation*, Aix en Provence, *Chem. Geol.*, 84, 1-4, p. 25-26.
- BEAUVAIS A. et MAZALTARIM D. (1988) - Etude des cuirasses latéritiques dans la région de Dembia-Zémio en Centrafrique. *Pétrographie, minéralogie et géochimie. Sci. Géol., Bull, Strasbourg.*, 44, 1, 47-69.
- 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*, t. 313, sér. II, 1539-1545.
- BELINGA S. (1968) - Composition minéralogique des bauxites de l'Adamaoua (Cameroun). *Ann. Fac. Sci. du Cameroun*, Yaoundé, 2, 59-76.
- BENOIT-JANIN P. (1960) - Les sols formés sur les grès de Carnot. 3^e confér. interafricaine des sols, Dalaba, 1, p. 459-462.
- BENOIT-JANIN P. (1960a) - Etude pédologique le long de la route Bongam-Bongossi. Rapport. multigr., ORSTOM, Bangui, 10 p.
- BENOIT-JANIN P. (1962) - Esquisse pédologique du district de Nola. ORSTOM, Bangui, multigr., 28 p.
- BERGE P., POMEAU Y. et VIDAL C. In *Order within Chaos*, Hermann ed., Wiley, Paris.
- BERNER R.A., LASAGA A. et GARRELS R.M. (1983) - The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Am. J. Sci.*, 283, 641-683.
- BERTHOUMIEUX G. et DELANY F. (1956) - Mission diamant Ouest-Oubangui. Rapport Inédit. Archives DMG-RCA.
- BERTHOUMIEUX G. et DELANY F. (1957) - Mission diamant dans l'Ouest-Oubangui. *Bull., Dir. Mines Géol., AEF*, 8, p. 77-86.
- BESICOVITCH A.S. (1934) - On rational approximation to real numbers. *J. of the London Mathematical Society*, 9, 126-131.
- BESSELES B. et DELAFOSSE R. (1958) - Les grès de Mouka-Ouada en Oubangui-Chari oriental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6^e sér., VIII, p. 91-103.
- BESSELES B. et TROMPETTE R. (1980) - Géologie de l'Afrique : la chaîne panafricaine "zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise" *Mém. BRGM, Orléans*, 92, 401 p.
- BOCQUIER G. (1971) - Génèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse ès Sci. Univ. Strasbourg, *Mém. ORSTOM*, 62 (1973), 350 p.

- BOCQUIER G., BOULANGE B., ILDEFONSE P., NAHON D. et MULLER D. (1983) - Transfers, accumulation modes, mineralogical transformation and complexity of historical in lateritic profiles. Int. Symp. Laterisation. Proc., Sao Paulo., A.J. Melfi et A. Carvahlo éds., 2, 331-343.
- BOCQUIER G., MULLER J.P. et BOULANGE B. (1984) - Les latérites : Connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. Livre jubilaire du Cinquantenaire de l'AFES, 123-138.
- BOEGLIN J.L. (1990) - Evolutions minéralogiques et géochimiques des cuirasses ferrugineuses de la région de Gaoua (Burkina Faso). Doct. Univ., Strasbourg, 187 p.
- BOEGLIN J.L. et MAZALTARIM D. (1989) - Géochimie, degrés d'évolution et lithodépendance des cuirasses ferrugineuses de la région de Gaoua au Burkina-Faso. Sci. Géol., Bull., 42 (1), 27-44.
- BONIFAS M. (1959) - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Thèse Sci., Strasbourg et Mém. Serv. Carte Als. Lor., 17, 159 p.
- BORGNIEZ G. (1935 a) - La géologie et les ressources minérales de l'Oubangui occidental et des régions voisines. Chron. Mines. Col., Paris, 44, 354.
- BORGNIEZ G. (1935 b) - Esquisse géologique de l'Oubangui-Chari Occidental et des régions voisines. Chron. Min. Col., 44, 354-372.
- BORGNIEZ G. (1936) - Contribution à l'étude de l'Oubangui-Chari. Composition des eaux de deux sources thermales de la région de Fort-Crampel. Chron. Mines col., Paris, 47, 46.
- BOULANGE B. (1970) - Le massif basique de l'Orumbo-Boeca (Côte d'Ivoire) et sa cuirasse bauxitique. Cah. ORSTOM, Sér. Géol., II, 2, 185-204.
- BOULANGE B. (1983) - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. Trav. et Doc. ORSTOM, 175, 362 p.
- BOULANGE B., DELVIGNE J. et ESCHENBRENNER V. (1973) - Descriptions morphologiques, géomorphologiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux morphologiques de Côte d'Ivoire. Cah. ORSTOM, V, 1, 59-82.
- BOULET R. (1970) - La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta Septentrionale. Cah. ORSTOM, Serv. Pédol., VIII, 3, 245-272.
- BOULET R. (1974) - Toposéquence de sols tropicaux en Haute - Volta : équilibre dynamique et bioclimats. Thèse Sci. Strasbourg, Mém. ORSTOM, 85, 272 p.
- BOULET R., BOCQUIER G. et MILLOT G. (1977) - Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique tropicale de l'Ouest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 30, 4, 235-244.
- BOULVERT Y. (1966) - Reconnaissance pédologique de l'Ouham. Contribution à l'étude du passage des sols beiges aux sols rouges. Rapport de stage. multigr., ORSTOM Bangui, 2 t., 106 p.
- BOULVERT Y. (1968) - Quelques aspects de l'influence de la topographie et du matériau originel sur la répartition des sols ferrallitiques, sols ferrugineux tropicaux et vertisols dans la région de Bossangoa au nord-ouest de la République Centrafricaine. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., VI, 3-4, p. 259-275.
- BOULVERT Y. (1969) - Note sur les savanes de l'Ouham. Multigr., ORSTOM Bangui, 27 p.

- BOULVERT Y. (1970) - Notice explicative. Carte pédologique de l'Ouham : Bouca en quatre feuilles à 1 : 100 000. Multigr., ORSTOM, Bangui, 79 p.
- BOULVERT Y. (1971a) - Différenciation suivant le matériau originel de plusieurs toposéquences en milieu ferrallitisant près de Bouca (RCA). Cah. ORSTOM, sér. Pédol., IX, 1, p. 43-81.
- BOULVERT Y. (1971b) - Un type de modelé cuirassé. La série métamorphique de Kouki en République Centrafricaine. Sols et géomorphologie. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., IX, 4, p. 399-460.
- BOULVERT Y. (1972) - Notice explicative. Carte pédologique de l'Ouham : Kouki en quatre feuilles à 1 : 100 000. Multigr., ORSTOM Bangui, 79 p.
- BOULVERT Y. (1975) - Cartes pédologiques de l'Ouham (RCA). Feuilles de Bossangoa, Bouca, Batangafo, Kouki à 1:200.000. Notice explicative n° 58. ORSTOM Paris, 152 p.
- BOULVERT Y. (1976) - Types de modelés cuirassés. Intérêt morphopédologique des "lakérés". Finesse, précision de la télédétection avec le couvert végétal (région de Dembia). Rev Photo interprétation, Technip, Paris., 4, 18-29.
- BOULVERT Y. (1980) - Végétation forestière des savanes centrafricaines. Bois et Forêts des Tropiques, CTFT, Nogent-sur-Marne, 191, p. 21-45.
- BOULVERT Y. (1982) - Notes géomorphologiques régionales en Centrafrique. Multigr., ORSTOM Bangui, 2 t., 296 p.
- BOULVERT Y. (1983) - Carte pédologique de la République Centrafricaine à 1/1 000 000. Notice explicative n° 100; ORSTOM, Paris, 126 p.
- BOULVERT Y. (1986) - Carte phytogéographique de la République Centrafricaine à 1/1 000 000. Notice explicative n° 104, ORSTOM, Paris, 131 p.
- BOULVERT Y. (1987) - Carte orohydrographique de la République Centrafricaine à 1/1 000 000. Notice explicative n° 106, ORSTOM, Paris, 118 p.
- 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 / 1 000 000. de la République Centrafricaine. Thèse Univ., Dijon, 2 tomes, multigr., 430 p.
- BOULVERT Y. et SALOMON J.N. (1988) - Sur l'existence de paléo-cryptokarsts dans le bassin de l'Oubangui (République Centrafricaine). Karstologia, 11-12, p. 37-48.
- BRAUN J.J., PAGEL M., MULLER J.P., BILONG P., MICHARD A. et GUILLET B. (1990) - Cerium anomalies in lateritic profiles. Geochim. Cosmochim. Acta, 54, 781-795.
- BREWER R. (1964) - Fabrics and minerals analysis of soils. J. Wiley and Sons ed., New-York, 470 p.
- BRICE S.E., COCHRAN M.D., PARDO G. et EDWARDS A.D. (1982) - Tectonics and sedimentation of the South Atlantic Rift sequence : Cabinda, Angola. In : studies in Continental Margin Geology (edited by Watkins, J.S. and Drake C.L.). Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 34, 5-18.
- BRIMHALL G.H. et DIETRICH W.E. (1987) - Consecutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems : results on weathering and pedogenesis. Geochim. Cosmochim. Acta., 51, 567-587.

- BRIMHALL G.H., LEWIS C.J., AGUE J.J., DIETRICH W.E., HAMPEL J., TEAGUE T. et RIX P. (1988) - Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust. *Nature.*, 333, 819-824.
- BRUSTIER L. (1933) - Sur les itabirites aurifères du Kouango français (AEF). *Rev. Ind. minér.*, Saint Etienne, 250-252.
- BRUSTIER L. (1934) - Sur le diamant du Kouango français (AEF). *Rev. Ind. minér.*, Saint Etienne, 435-436.
- BUCHANAN F. (1807) - A journey from Malabar through the countries of Mysor, Canara et Malabar. London, East India company, Vol 2, 436-460.
- BURROUGH P.A. (1981) - Fractal dimensions of landscapes and other environmental data. *Nature*, 294, 240-242.
- BUTT C.R.M. (1981) - Some aspects of geochemical exploration in lateritic terrains in Australia. *Laterisation Process International Seminar*, Trivandrum, 369-380.
- BUTT C.R.M. (1987) - A basis for geochemical exploration models for tropical terrains. *Chem. Geol.*, 60, 5-16.
- CANTOR G. (1883) - Grundlagen einer allgemeinen Mannichfältigkeits-lehre. *Mathematische Annalen* 21, 545-591.
- CANTOR G. (1932) - Gesammelte Abhandlungen mathematischem und philosophischem inhalts. E. Zermelo ed, Berlin, Teubner.
- CALLEDE J., THIEBAUX J.P. et BOULVERT Y. (1992) - Monographie hydrologique du bassin de l'Oubangui. ORSTOM éd., Paris (à paraître).
- CENSIER C. (1989) - Dynamique sédimentaire d'un système fluviale diamantifère mésozoïque. La formation de Carnot (République Centrafricaine). Thèse Doct., Univ. Dijon, 591 p.
- CHABRA A. (1962) - Aperçu sur le climat centrafricain. *Multigr.*, ASECNA Bangui, 25 p.
- CHATELIN Y. (1969) - Contribution à l'étude de la séquence de sols ferrallitiques rouges et ferrugineux tropicaux beiges. Examen de profils centrafricains. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol. II, 4, p. 449-494.
- CHATELIN Y. (1974) - Les sols ferrallitiques. Tome III : l'altération. *Init. Doc. Techn.*, ORSTOM, Paris, 144 pp.
- CHATELIN Y., BOULVERT Y. et BEAUDOU. A.G. (1972) - Typologie sommaire des principaux sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux étudiés en République Centrafricaine. *Cah. ORSTOM*, sér. pédol., X, 1, p. 59-75.
- CHATELIN Y. et MARTIN D. (1972) - Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., X, 1, p. 25-43.
- CHAUVEL A. (1977) - Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Thèse Sci. Strasbourg et Trav. et Doc. ORSTOM, 62, 532 p.
- CHAUVEL A., BOCQUIER G. et PEDRO G. (1977) - III. Les mécanismes de la disjonction des constituants des couvertures ferrallitiques et l'origine de la zonalité des couvertures sableuses dans les régions intertropicales de l'Afrique de l'Ouest. In "Géochimie de la Surface et formes du relief". *Sci. Géol., Bull.*, 30, 4, 255-264.

- CHETELAT E.(de) (1938) - Le modelé latéritique de l'ouest de la Guinée française. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, XI, 1, 120 p.
- CHEVALIER A. (1951) - Catalogue des arbres vivant dans la forêt dense et les galeries, en Afrique centrale, Bassin de l'Oubangui, de la Haute-sangha et du Haut-Chari. *Rev. Bot. appl. et Agr. Trop.*, 347-348, p. 485-504 et 349-350, p. 605-623.
- COLIN F.G., BRIMHALL G.H., NAHON D.B., LEWIS C.J., BARONNET A. et DANTI K. Equatorial rainforest lateritic mantles : a geomembrane filter. *Geology* (à paraître).
- COLIN F et LECOMTE P. (1988) - Etude minéralogique et chimique du profil d'altération du prospect aurifère de Mébaga Mvomo (Gabon). *Chron. Rech. Min.*, 491, 55-65.
- COLIN F., LECOMTE P. et BOULANGE B. (1989a) - Dissolution features of gold particles in a lateritic profile at Dondo-Mobi, Gabon. *Geoderma*, 45, 241-250.
- COLIN F., MINKO E. et NAHON D. (1989b) - L'or particulaire résiduel dans les profils latéritiques : altérations géochimiques et dispersion superficielle en conditions équatoriales. *C.R.A.S.*, Paris, 309, II, 553-560.
- COLIN F. et VIEILLARD Ph. (1990) - Dissolution and translocation of residual gold particles under equatorial lateritic conditions. "Geochemistry of the Earth's Surface and of Mineral Formation", 2nd Internat. Symp., Aix-en-Provence, *Chem. Geol.*, 84, 1/4, 38-39.
- COLIN F. et VIEILLARD Ph. (1991) - Behavior of gold in the lateritic environment : weathering and surface dispersion of residual gold particles, at Dondo Mobi, Gabon. *Appl. Geochem.*, 6, 279-290.
- CRENN Y. (1956) - Limites des possibilités de compensation isostatique locale sur le socle stable de l'A.O.F. *Ann. Geophys. Fr.*, 12, 209-224.
- CRENN Y. (1957) - Mesures gravimétriques et magnétiques dans la partie centrale de l'A.O.F. *ORSTOM*, Paris, 39 p.
- CORNACCHIA M. et GIORGI L. (1986) - Les séries précambriennes d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire de la République Centrafricaine. *Mus. Roy. Afr. Cent.*, Tervuren, Ann., série in 8^e, *Sci. Géol.*, 93, 51 p.
- DACCORD G. et LENORMAND R. (1987) - Fractal patterns from chemical dissolution. *Nature*, 325, 41-43.
- DACCORD G., NITTMANN J. et STANLEY E. (1986) - Radial viscous fingers and diffusion. Limited aggregation : fractal dimension and growth sites. *Phys. Rev. Lett.*, 56, 4, 336-339.
- DAVIES T.A., HAY W.W., SOUTHAM J.R. et WORSLEY T.R. (1977) - Estimates of cenozoic oceanic sedimentation rates. *Science*, 197, 53-55.
- DAVIES T.C. et BLOXAM T.W. (1979) - Heavy metal distribution in laterites southwest of Regent, Freetown igneous complexe, Sierra Leone. *Econ. Geol.*, 74, 3, 638-644.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1963) - Chain silicates. In : *Rock forming minerals*, vol. 2, p. 273.
- DELANY F. (1959) - Etude des grès de Mouka-Ouada et des gisements diamantifères de l'Oubangui oriental. *Bull. Dir. Mines Géol.*, AEF, 12, p. 41-45.
- DEMAY A. (1932) - Afrique Equatoriale Française et Cameroun. In : *la géologie et les mines de la France d'Outre-Mer*. Publ. Bureau Etudes Géol. Min. Col., Soc. Edit. Géog., Paris, 241-284.

- DENAYER M. et CARRIER (1928) - Esquisse géologique de l'Afrique Equatoriale, du Cameroun et des régions voisines. C. R. Acad. Sci., Paris, t. CLXXXVII, 658-660.
- D'HOORE J. (1964) - La carte des sols d'Afrique à 1/5.000.000. Notice explicative CCTA, Lagos, 206 p.
- DIDIER P., NAHON D., FRITZ B. et TARDY Y. (1983) - Activity of water as a geochemical controlling factor in ferricretes. A thermodynamic model in the system : kaolinite Fe - oxyhydroxides Fe-Al. Colloque International du CNRS, 4 - 7 Juillet 1983, Paris, Sci. Géol. Bull., 72, 35-44.
- DIDIER P., PERRET D., TARDY Y. et NAHON D. (1985) - Equilibres entre kaolinites ferrifères, goethites alumineuses et hématites alumineuses dans les systèmes cuirassés. Rôle de l'activité de l'eau et de la taille des pores. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 38, 4, 383-397.
- DOUGLAS R.G. et SAVIN S.M. (1975) - Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. In : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 32 U.S. Government Printing Office, Washington, 509-520.
- DREWRY G.E., RAMSAY A.T.S. et SMITH A.G (1974) - Climatically controlled sediments, the geomagnetic field, and trade wind belts in phanerozoic time. J. of Geol., 82, J, 531-553.
- DUBOIS J. et CHEMINEE J.L. (1988) - Application d'une analyse fractale à l'étude des cycles éruptifs du piton de la Fournaise (La Réunion) : modèle d'une poussière de Cantor. C.R.A.S., Paris, t. 307, sér. II, 1723-1729.
- EDOU-MINKO A. (1988) - Pétrologie et géochimie des latérites à "Stone line" du gîte d'or d'Ovala. Application à la prospection en zone équatoriale humide (Gabon). Thèse Univ. Poitiers, 147 p.
- ESCHENBRENNER V. (1987) - Les glébules des sols de Côte d'Ivoire. Thèse ès Sci. Univ Bourgogne, Dijon, 2 t., 496 p.
- ESCHENBRENNER V. et GRANDIN G. (1970) - La séquence de cuirasses et ses différenciations entre Agnibilékrou et Dieboungou (Haute-Volta). Cah. ORSTOM, Sér. Géol., Paris, 2, 205-246.
- FAO. (1976) - Carte mondiale des sols à 1/5.000.000. UNESCO, Paris, Vol. I : légende, 62 p.; Vol VI : Afrique, 307 p.
- FALCONER K. J. (1990) - Fractal geometry. Mathematical foundations and applications, John Wiley & sons, New York, 288 p.
- FITZPATRICK R.W. (1983) - Iron compounds as indicators of pedogenic processes : examples from the southern hemisphere. J.W. Stucki et al. (ed.), In : Iron in Soils and Clay minerals, 351-396.
- FITZPATRICK R.W. et SCHWERTMANN U. (1982) - Al-substituted goethite. An indicator of pedogenic and other weathering of environments in South Africa. Geoderma, 27, 335-347.
- FOSTER M.D. (1962) - Interpretation of the composition and a classification of chlorites. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 414A, 1-33.
- FRAKES L.A. (1979) - Climates throughout geological time. Elsevier Scient. Publish. Comp., 310 p.
- FRAKES L.A. et KEMP E.M. (1972) - Influence of continental positions on early Tertiary climates. Nature, 240, p. 97-100
- FRANQUIN P., DIZIAIN P., COINTEPAS J.P. et BOULVERT Y. (1988) - Agroclimatologie du Centrafrique. Coll. Init. Docum. Techniques, 71, ORSTOM, Paris, 522 p.
- FREYSSINET Ph (1990) - Géologie et minéralogie des latérites du Sud-Mali. Evolution des paysages et prospection géochimique de l'or. Thèse Univ. Strasbourg, 269 p.

- FREYSSINET Ph., LECOMTE P. et EDIMO F. (1989) - Dispersion of gold and base metals in the Mborguéné lateritic profile, East Cameroun. *J. Geochim. Explor.*, 31, 99-116.
- FREYSSINET Ph., ZEEGERS H. et TARDY Y. (1987) - Néof ormation d'or dans les cuirasses latéritiques : dissolution, migration, précipitation. *C.R.A.S.*, Paris, 305, II, 867-874.
- FREYSSINET Ph., ZEEGERS H. et TARDY Y. (1989) - Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profile from South Mali. *J. Geochem. Explor.*, 32, 99-116.
- FRITSCH P. (1978) - Chronologie relative des formations cuirassées et analyse géographique des facteurs de cuirassement au Cameroun. *Trav. Doc. CEGET*, Bordeaux, 33, 115-132.
- GAC J.Y. (1980) - Géochimie du bassin du Lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. *Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, 123, 251 p.
- GAC J.Y. et PINTA M. (1973) - Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide, estimation de la vitesse d'approfondissement des profils : étude du bassin versant de l'Ouham (R.C.A.). *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., V, 83-96.
- GARRELS R.M. et LERMAN A. (1984) - Coupling of the sedimentary sulfur and carbon cycles. An improved model. *Amer. J. Sci.*, 284, 989-1007.
- GERARD J. et MESTRAUD J.L. (1958 a) - Rapport de fin de mission 1958 sur la coupure Zémio-Djéma. *Géologie. Archives DMG - RCA*, 112 p.
- GERARD J. et MESTRAUD J.L. (1958 b) - Rapport de fin de mission 1958 sur la coupure Zemio-Djéma. *Géologie appliquée. Inédit*, 15 p. ronéo., 4 pl., 29 tabl. *Archives DMG-RCA*.
- GERARD J. et MESTRAUD J.L. (1961) - Coupure Zémio-Djéma (Oubangui-Chari oriental). *Bull. DMG-A.E.F.*, n° 14. Notes relatives aux travaux effectués en 1958, 25-33.
- GILLESPIE R., ALAYNE F., PERROTT S. et SWITSUR (1983) - Post-glacial arid episodes in Ethiopia have implications for climate prediction. *Nature*, 306, 680-683.
- GOMA S.C. (1988) - Transports dissous et particuliers par le fleuve Congo et l'un de ses principaux affluents, l'Oubangui, premiers résultats de la Campagne 1986-1987. *DEA Géologie*, Univ. Strasbourg, 27 p.
- GRANDIN G. (1973) - Applanissements cuirassés et enrichissements des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Thèse Univ. L. Pasteur, Strasbourg, Mém. ORSTOM, Paris, 82, 349 pages.
- GRANDIN G. et HAYWARD D.F. (1975) - Applanissements cuirassés de la péninsule de Freetown (Sierra-Leone). *Cah. ORSTOM*, Serv. Géol., VII, 1, 11-16.
- GRANDIN G. et THIRY M. (1983) - Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. Succession des types d'altération. *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., XIII, 1, 3-18.
- GRASSBERGER P. (1991) - La percolation ou la géométrie de la contagion. *La Recherche*, 232, 640-647.
- GRUBB P.L.C. (1973) - A preliminary account of bauxite in Rhodesia, Mozambique and Malawi. In : *ICSOBA Internat. Symp.*, 31, Nice, France, 223-232.
- GRUBB P.L.C. (1981) - Lateritisation phenomena associated with the tertiary african surface in Zimbabwe, Rhodesia. In *Proc. Internat. Sem. on Lateritisation Processes*, U.S. KRISHNASWAMY ed., Trivandrum, India (1979), 254-260.

- GRUBB P.L.C. (1983) - A review of current information and research on laterite and lateritic weathering products in South Africa. 2nd Internat. Sem. Lateritisation Processes, "Lateritisation Processes", A. MELFI & A. CARVALHO eds, Sao Paulo, 2, 455-464.
- HAQ U.B. (1980) - Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean. *Micropal.*, 26, 4, 414-443.
- HARRISON J.B. (1933) - The katamorphism of igneous rocks under tropical conditions. Hardy ed., London, 79 p.
- HAUSDORFF F. (1919) - Dimension und äusseres Mass. *Mathematische Annalen*, 79, 157-179.
- HAYS J.D. et PITMAN W.C. (III) (1973) - Lithospheric plate motion, sea-level changes, and climatic and ecological consequences. *Nature*, 246, 18-22.
- HENTSCHEL H.G.E et PROCACCIA I. (1984) - Relative diffusion in relative média : the fractal dimension of clouds. *Phys. Rev. A*, 29, 3, 1461-1470.
- HIERONYMUS B. (1973) - Etude minéralogique et géochimique des formations bauxitiques de l'Ouest du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, V, 1, 97-110.
- JAMET R. (1978) - Carte pédologique de l'Empire Centrafricain. Feuille Kaga Bandoro. Notice explicative n° 80, ORSTOM, Paris, 62 p.
- JULIEN R. (1986) - Les phénomènes d'agrégation et les agrégats fractals. *Ann. Télécom.*, 41, 7, 343-372.
- JULIEN R., BOTET R. et KOLB M. (1985) - Les agrégats. *La Recherche*, 171, 1, 6, 1334-1343.
- JULIEN R. et MEAKIN P. (1989) - Concentration effects in the off-lattice random ballistic deposition model. *J. Phys. A : Math. Gen.*, 22, L1115-L1119.
- KALOGA B. (1976) - Contribution à l'étude du cuirassement : relations entre les gravillons ferrugineux et leurs matériaux d'emballage. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XIV, n° 4 : 299-319.
- KALOGA B. (1983) - Le manteau kaolinique des plaines du centre-sud de la Haute-Volta. Dynamique et relation avec le manteau smectitique. Thèse ès Sci., Univ. Strasbourg, 344 p.
- KAMPF N. et SCHWERTMANN U. (1983) - Goethite and hematite in a climosequence in southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. *Geoderma*, 29, 27-39.
- KAPITULNIK A. et DEUTSCHER G. (1982) - Percolation characteristics in discontinuous thin films of Pb. *Phys. Rev.*, 49, 19, 1444-1448.
- KING L.C. (1962) - The morphology of the Earth. A study and synthesis of world scenery. Oliver and Boyd eds., Edimburgh- London, 725 p.
- KOBILSEK B. (1990) - Géochimie et pétrographie des bauxites latéritiques d'Amazonie brésilienne. Comparaison avec l'Afrique, l'Inde et l'Australie. Thèse Univ. Strasbourg, 205 p.
- KORABLEFF G. (1940) - Contribution à l'étude de la géologie et la géologie appliquée de l'Ouhangui-Chari Oriental et du Cameroun sous mandat français. Thèse lib. Soc. Econ., Paris, 192 p.
- LA POINTE P.R. (1988) - A method to characterize fracture density and connectivity through fractal geometry. *Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, V. 25, 6, 421-429.
- LARSON R.L. et PITMAN W.C. (1972) - World-wide correlation of Mezozoïc magnetic anomalies and its implications. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3645-3662.

- LAVREAU J. et LEDENT D. (1976) - Etat actuel de l'étude géomorphologique du Complexe amphibolitique et gneissique du Bomu (Zaïre et République Centrafricaine). Mus. roy. Afr. centr., Tervuren (Belgique). Dépt. Géol. Min. Rapport ann., 1975, 123 - 141.
- LEAKE B.E. (1978) - Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, 63, 1023-1052.
- LEGOUX P. et HOURCQ V. (1943) - Esquisse géologique de l'A.E.F. (Notice explicative de la carte géologique provisoire de l'A.E.F. au 1/3 500 000). *Bull. Serv. Mines A.E.F.*, 1, 96 p.
- LECOMTE P. et COLIN F. (1989) - Gold dispersion in a tropical rain forest weathering profile at Dondo Mobi, Gabon. *J. Geochem. Explor.*, 34, 285-381.
- LELONG F. (1967) - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française). Thèse Sci. Nat. Univ., Nancy, *Mém. Sci. de la Terre*, 14, 188 p.
- LENEUF N. (1959) - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Fac. Sci., Paris, 210 p.
- LEPRUN J.C. (1971) - Premières observations sur des toposéquences à amont cuirassé en Haute-Volta orientale : rôle de la pédogenèse dans la destruction des cuirasses et le façonnement du modelé. *Bull. liaisons, Thème B, ORSTOM*, 2, 39-53.
- LEPRUN J.C. (1972) - Cuirasses ferrugineuses autochtones et modelé des bas reliefs des pays cristallins de Haute-Volta orientale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 275, sér. D, 1207-1210.
- LEPRUN J.C. (1977) - La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Etude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'ouest. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, 30, 4, 265-274.
- LEPRUN J.C. (1979) - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. *Génèse-Transformation-Dégradation*. Thèse ès Sci., *Mém. Sci. Géol., Strasbourg*, 58, 224 p.
- LEVY P. (1954) - Théorie de l'addition des variables aléatoires. Gauthier Villars éd., Paris, 328 p.
- LEVY P. (1965) - Processus stochastiques et mouvement brownien. Gauthier Villars éd., Paris, 438 p.
- LOIR E. (1918) - Carte géologique de l'Afrique Equatoriale à 1/5 000 000. Larose éd., Paris.
- LOMBART J. (1933 a) - Les grandes minéralisations de l'Afrique sud-équatoriale et la géologie régionale. Applications à l'Afrique Equatoriale Française. *Chron. Min. Col., Paris*, 10, 3-21, 11, 67-85.
- LOMBART J. (1933 b) - Afrique Equatoriale Française. In : *Nouvelles géologiques africaines*. *Chron. Min. Col., Paris*, 15, 287-288.
- LOMBART J. (1935 a) - Conclusions d'une étude lithologique des schistes cristallins de l'Oubangui-Chari Central. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CC, 1678-1680.
- LOMBART J. (1935 b) - Structure géologique de l'Oubangui Chari. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CC, 1953-1955.
- LOUIS P. (1960) - Essai de prospection géophysique dans l'ouest de la République Centrafricaine. *ORSTOM, Bangui*, 16 p.
- LOUIS P. (1962) - Etat des travaux gravimétriques dans le bassin du Tchad. Inédit, *ORSTOM, multigr.*, 40 p.
- LOUIS P. (1964) - Contribution géophysique à la paléogéographie du bassin de Logone (République du Tchad). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 258, Gr. 10, 6199-6201.

- LOUIS P. (1970) - Contribution géophysique à la connaissance géologique du Lac Tchad. Mém. ORSTOM, Paris, 42, 312 p.
- LOVEJOY S. (1982) - Area perimeter relation for rain and cloud areas. *Science*, 216, 185-197.
- LUCAS Y. (1979) - Etude pédologique de l'Ouham-Pendé (Empire centrafricain). Notice des documents cartographiques à 1 : 200 000. Multigr., ORSTOM Bangui, 79 p.
- LUCAS Y. (1989) - Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations. Thèse. Doct. Univ., Poitiers, 157 pp.
- Mc COY F.W. et ZIMMERMAN H.B. (1977) - A history of sediment lithofacies in the South Atlantic Ocean. In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XXXIX, NSFSP. 39, 1047-1079.
- MC FARLANE M.J. (1976) Laterite and landscape. Academic Press, London, 151 p.
- MACKENZIE F.T. et GARRELS R.M. (1966) - Chemical mass balance between rivers and oceans. *Am. J. Sci.*, 264, 507-525.
- MAIGNIEN R. (1958) - Le cuirassement des sols en Guinée. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lor., 16, 204 p.
- MAIGNIEN R. (1966) - Compte rendu de recherches sur les latérites. Coll. Recherches sur les ressources naturelles, UNESCO, Paris, 4, 155 p.
- MALEY J. (1981) - Etudes palynologiques dans le Bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30000 ans à l'époque actuelle. Thèse Doct., Montpellier, Trav. et Doc., ORSTOM Paris, 129, 586p.
- MANDELBROT B. (1965) - Calcul des probabilités et climatologie statistique. Une classe de processus stochastiques homothétiques à soi ; application à la loi climatologique de H.E. Hurst. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, Gr. 1, 3274-3277.
- MANDELBROT B. (1967) - How long is the coast of Britain? Statistical self similarity and fractional dimension. *Science*, 155, 636-638.
- MANDELBROT B. (1975) - Les objets fractals. *La Recherche*, 85, 9, 5-13.
- MANDELBROT B. (1976) - Géométrie fractale de la turbulence; dimension de Hausdorff, dispersion et nature des singularités du mouvement des fluides. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 282, A, 119-120.
- MANDELBROT B. (1984) - Les objets fractals. Nouvelle bibliothèque Scientifique, Flammarion, 2^e éd., 203 p.
- MANDELBROT B. (1989) - Les objets fractals. Nouvelle bibliothèque Scientifique, Flammarion, 3^e éd., suivie du langage fractal, 268 p.
- MANDELBROT B. et WALLIS J.R. (1968) - Noah, Joseph and operational hydrology. *Water Res. Res.*, 5, 228.
- MARTIN D. (1966) - Etudes pédologiques dans le centre Cameroun, Nanga-Eboko à Bertoua. Mém. ORSTOM, Paris, 19, 92 p.
- MARTIN D. (1970) - Quelques aspects des zones de passage entre surfaces d'aplanissement du Centre-Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, VIII, 2, 219-241.

- MARTIN D., CHATELIN Y., COLLINET J., GUICHARD E et SALA G. (1981) - Les sols du Gabon. Pédogenèse, répartition et aptitudes. Notice explicative de la carte pédologique à 1:200 000. ORSTOM éd., Paris, 92, 65 pp.
- MARTINS O. et PROBST J.L. (1990) - Biogeochemistry of major african rivers Carbon and mineral transport. In SCOPE/UNEP Books, J. Wiley ed., 29 p.
- MATHEIS G. (1981) - Trace element patterns in lateritic soils applied to geochemical exploration. J. Geochem. Explor., 15, 1-3, 471-480
- MATHEIS G. (1983) - Geochemical bedrock reflection in lateritic covers. Case histories from Nigeria, West Africa. 2nd Internat. Sem., Sao Paulo, Brésil, "Lateritisation Processes", A. MELFI & A. CARVALHO eds., 2, 309-316 p.
- MATHIEU P. (1972) - Apports chimiques par les précipitations atmosphériques en savane et en forêt. Influence du milieu forestier intertropical sur la migration des ions et sur les transferts solides (Bassin de l'Amitioro, Côte d'Ivoire). Thèse ès Sci., Univ. Nice, 441 p.
- MAZALTARIM D. (1989) - Géochimie des cuirasses ferrugineuses et bauxitiques de l'Afrique occidentale et centrale. Thèse Univ. Strasbourg, 262 p.
- MEAKIN P. (1983) - Diffusion controlled cluster formation in two, three or four dimension. Phys. Rev. A., 27, 604-607.
- MEAKIN P., MAJID I., HAVLIN S. et STANLEY H.E. (1984) - Topological properties of a diffusion limited aggregation and cluster aggregation. J. Phys. A : Math. Gen., 17, 975-981.
- MELFI A.J., PEDRO G. et VOLKOFF B. (1979) - Naturesa e distribuição dos compostos ferríferos nos solos do Brasil. R. Bras. Ci. Solo, Sao Paulo, 3, 47, 54.
- MERCERON T. et VELDE B. (1991) - Application of Cantor's method for fractal analysis of fractures in the Toyoha Mine, Hokkaido, Japan. J. Geophys. Res., 96, B10, 16641-16650.
- MESTRAUD J.L. (1964) - Carte géologique de la République Centrafricaine à 1/1 500 000. BRGM éd.
- MESTRAUD J.L. (1982) - Géologie et ressources minérales de la République Centrafricaine (Etat des connaissances à la fin de 1963). Mém. BRGM, Orléans, 60, 186 p.
- MEYBECK M. (1984) - Les fleuves et le cycle géochimiques des éléments. Thèse ès Sci., Univ. Paris, VI, 558 p.
- MEYBECK M. (1987) - Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. Am. J. Sci., 287, 401-428.
- MIAUTON J.D. (1980) - Bakouma. Génèse et géologie d'un gisement néoformé continental phosphato-uranifère. Thèse 3^e Cycle, Univ. Nancy, 161p.
- MICHEL P. (1969) - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Thèse ès Sci., Univ. Strasbourg, 3 t., Mém. ORSTOM, Paris, 63, 1170 p.
- MICHEL P. (1969) - Morphogenesis and pedogenesis. African Soils, XIV, 1-2, 109-141.
- MICHEL P. (1978) - Cuirasses bauxitiques et ferrugineuses d'Afrique Occidentale. Aperçu chronologique. Trav. Doc. CEGET, Bordeaux, 33, 11-32.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. Masson & Cie, Paris, 499 p.

- MILLOT G. (1980) - Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. Mém. Soc. géol. Fr., 10, 295-305.
- MILLOT G. (1981) - Weathering sequences. "Climatic" planations, leveled surfaces and paleosurfaces. VIIth Internat. Clay Conf. Bologne et Pavie. Develop. in Sedim., 35, 585-593.
- MILLOT G., BOCQUIER G. et PAQUET H. (1976) - Géochimie et paysages tropicaux. La Recherche, 65, 7, 236-244.
- MILLOT G. et BONIFAS M. (1955) - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lor., 8, 3-10.
- MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. et TARDY Y. (1977) - L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subarides. Antiatlas, Maroc. Sc. Geol. Bull., 30, 3, 129-152.
- MPIANA K. (1981) - Contribution à l'étude de profils bauxitiques de Côte d'Ivoire et du Cameroun. Relations entre les microstructures et la minéralogie. Trav. Lab. Sci. Terre, Univ. St Jérôme, Marseille, A, 14, 109 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., XVIII, 2, 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 ès Sci., Univ. Paris VII, 188 p.
- MULLER J.P. et BOCQUIER G. (1986) - Dissolution of kaolinites and accumulation of iron oxides in lateritic-ferruginous nodules. Mineralogical and microstructural transformations. Geoderma, 37, 113-136.
- NAHON D. (1976) - Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence. Thèse ès Sci., Univ. St Jérôme, Marseille, Mém. Sci. Géol., Strasbourg, 44, 232 p.
- NAHON D. B. (1986) - Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In Rates of chemical weathering of rocks and minerals, Colman S.M. et Dethier D.P. eds., Academic Press, 169-191.
- NAHON D. B. (1991) - Introduction to the petrology and chemical weathering. John Wiley & Sons eds., 313 p.
- NAHON D., BEAUVAIS A., NZIENGUI-MAPANGOU P. et DUCLOUX J. (1984) - Chemical weathering of Mn-garnets under lateritic conditions in northwest Ivory Coast (West Africa). Chem. Geol., 45, 53-71.
- NAHON D., HERBILLON A. et BEAUVAIS A. (1989) - The epigenetic replacement of kaolinite by lithiophorite in a manganese-lateritic profile, Brazil. Geoderma, 44, 247-259.
- NAHON D., JANOT C., KARPOFF A.M., PAQUET H. et TARDY Y. (1977) - Mineralogy, petrography and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the western part of Senegal. Geoderma, 19, 263-277.

- NAHON D., JANOT C., PAQUET H., PARRON C. et MILLOT G. (1979) - Epigénies du quartz et de la kaolinite dans les accumulations et cuirasses ferrugineuses superficielles. La signification des goethites et hématites alumineuses. *Sci. Géol., Bull.*, 32, 4, 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 sous la forêt équatoriale actuelle. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 308, sér. II, 755-760.
- NAHON D. et MILLOT G. (1977) - Enfouissement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du manteau d'altération des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, p. 275-282.
- NGOUANZE F. (1978) - Carte pédologique de l'ECA. Feuille Bocaranga nord-est à 1/200.000. ORSTOM, Bangui, 127 p.
- NICKLES M. (1952) - Carte géologique de l'Afrique Equatoriale Française et du Cameroun à 1/2 000 000. Dressée en collaboration avec V. HOURCQ. Publ. Dir. Mines et Géol. A.E.F. et Service Mines Cameroun, 109 p.
- NICOLAS J. et BELINGA S. (1969) - Contribution à l'étude de l'origine et de l'évolution des bauxites de l'Adamaoua (Cameroun). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 268, sér. D, 1157-1160.
- NICOLIS C. (1991) - Le climat peut-il basculer? *La Recherche*, 232, 584-587.
- NITTMAM J., DACCORD G. et STANLEY H.E. (1985) - Fractal growth of viscous fingers quantitative characterisation of a fluid instability phenomenon. *Nature*, 314, 141-144.
- NKOUNKOU R.R. et PROBST J.L. (1987) - Hydrology and geochemistry of the Congo river system. *Mitt. Geol. Palaont. Inst., Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP*, 64, 483-508.
- 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.
- OKUBO P. et AKI. K. (1987) - Fractal geometry in the San Andreas fault system. *J. Geophys. Res.*, 92, 345-355.
- ORANGE D. (1990) - Hydroclimatologie du Fouta-Djalon et dynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique. Thèse Univ., Strasbourg, 219 p.
- PAQUET H. (1969) - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse ès Sci., Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg, 30, 212 p.
- PARC S. (1989) - Contribution à l'étude cristallographique et thermodynamique des oxyhydroxydes de manganèse dans l'altération latéritique. Thèse Univ., Aix-Marseille III, 129 pp.
- 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, 67-101.
- PATTERSON S.H., KURTZ H.F., OLSON J.C. et NEELEY C.L. (1986) - World bauxite resources. Geology and resources of aluminium. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1076-B, 151 p.
- PEANO G. (1890) - Sur une courbe qui remplit une aire plane. *Mathematische Annalen*, 36, 157-160.
- PEDRO G. (1964) - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse ès Sci., Univ. Paris, 344 p.

- PERRIN J. (1913) - Les atomes. Alcan éd., Paris. Réédité en 1991 par Garnier Flammarion, 292 p.
- PERRIN B. et TABELING P. (1991) - Les dentrites. *La Recherche*, 232, 656-667.
- PETIT M. (1982) - Essai de cartographie mondiale du cuirassement. *Trav. Doc., CEGET, Bordeaux*, 1, 1-15.
- PHILIPS J.D. (1967) - Magnetic anomalies over the mid-Atlantic ridge near 27°N. *Science*, 157, 920-922.
- PION J.C. (1979) - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute-Volta. Thèse ès Sci., Univ. Strasbourg, Mém. Sci. Géol., 57, 220 p.
- POIDEVIN J.L. (1978) - Le greenstone des Bandas, exemple de série volcanique d'Afrique Centrale d'âge archéen présumé (Empire Centrafricain). 6^e R. A. S. T., Orsay, p. 314.
- POIDEVIN J.L. (1979) - Echelle stratigraphique des formations précambriennes du Centrafrique (ECA). 10^e Col. Géol. afr., Montpellier, p. 12.
- POIDEVIN J.L. (1983) - La tectonique panafricaine à la bordure du craton. L'orogénèse des "Oubanguides". Abstracts. 12th Coll. Afric. Géol., Bruxelles, 75p.
- POIDEVIN J.L. (1985) - Le Protérozoïque supérieur de la République Centrafricaine. *Mus. Roy. Afr. Centr., Ann. in 80, Sci. Géol.*, 91, 75 p.
- POLINARD E. (1935) - Constitution géologique et pétrographiques des bassins de la Kotto et du Mbari dans la région de Bria-Yalinga (Oubangui-Chari). *Mém. Inst. Roy. Col. Belge, Bruxelles, Sect. Sci. Nat. et Médic.*, IV, 3, 133 p.
- POPOFF M. (1988) - Du Gondwana à l'Atlantique Sud : les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. In the West Africa Connection. *J. Afr. Earth Sci.*, 409-431.
- PROBST J.L. (1990) - Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuation au cours des 500 derniers millions d'années. Thèse ès Sci., Univ. Strasbourg, 2 vol., 185 p.
- PROBST J.L., NKOUNKOU R.R., KREMP G., BRICQUET J.P., THIEBAUX J.P. et OLIVRY J.C. (1992) - Dissolved major element flux exported by the Ubangui and the Congo rivers during the period 1987-1989. *J. of Hydrol.* (à paraître).
- PROBST J.L. et SIGHA N. (1989) - Estimation de l'écoulement superficiel et de la charge en suspension sur quelques grands bassins fluviaux du monde. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 309, sér. II, 357-363.
- PROBST J.L. et TARDY Y. (1987) - Long range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *J. of Hydrology, Amsterdam*, 94, 289-311.
- QUANTIN P. (1961) - Les sols rouges et jaunes intertropicaux du Sud-Est de la République Centrafricaine. ORSTOM, Bangui, 96 p.
- QUANTIN P. (1965) - Les sols de la République Centrafricaine. *Mém. ORSTOM*, n° 16, 113 p.
- REYRE D. (1984) - Remarque sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. *Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 7*, 26, 1041-1059.
- RICHARDSON L.F. (1961) - The problem of contiguity : an appendix of statistics of deadly quarrels. *General Systems Yearbook*, 6, 139-187.

- RIOU Ch. (1972) - Etude de l'évaporation en Afrique Centrale (Tchad, République Centrafricaine, Congo). Contribution à la connaissance des climats. Thèse ès Sci., Univ. Paris VI, ORSTOM éd., 205 p.
- RIOU Ch. (1975) - La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique Centrale. Mém. ORSTOM, Paris, 80, 236 p.
- ROBINSON A.L. (1985) - Fractal fingers in viscous fluids. Highly unstable viscous fingers break up into many-branched structures that are suggestive of fractal geometry. *Science*, 228, 1077-1080.
- ROGNON P. (1981) - Les crises climatiques. *La Recherche*, 128, 1354-1364.
- ROQUIN C., DANDJINO T., FREYSSINET Ph. et PION J.C. (1989) - The correlation between geochemical data and spot satellite imagery of lateritic terrain in Southern Mali. *J. Geochem. Explor.*, 32, 149-168.
- ROQUIN C., FREYSSINET Ph., ZEEGERS H. et TARDY Y. (1990) - Element distribution patterns in laterites of southern Mali : consequences for geochemical prospection and mineral exploration. *Applied Geochem.*, 5, 303-315.
- RUDDIMAN W.F., SARNTHEIN M., BACKMAN J., BALDAUF J.G., CURRY W., DUPONT L.M., JANECEK T., POKRAS E.M., RAYMO M.E., STABELL B., STEIN R et TIEDEMANN R. (1989) - Late Miocene to Pleistocene evolution of climate in Africa and the low-latitude Atlantic : overview of Leg 108 results. *Proc. O.D.P., Sci. res.*, 108, sect. 7, 463-486.
- SAMUEL J., ROUAULT R. et BESNUS Y. (1985) - Analyse multi-élémentaire, standardisée des matériaux géologiques en spectrométrie d'émission par plasma à couplage inductif. *Analisis*, 13, 7, 312-317.
- SANDER L.M. (1985) - Viscous fingers and fractal growth. *Nature*, 314, 405-406.
- SAPOVAL B., ROSSO M. et GOUYET J.F. (1985) - The fractal nature of a diffusion front and the relation to percolation. *J. Phys. Lett.*, 46, 149-150.
- SAS (1985) - User'Guide: Statistics, Version 5 edition. SAS Institute Inc., Cary, N.C. 27511, USA, 956 pp.
- SAVIN S.M. (1977) - The history of the earth's surface temperature during the past 100 millions years. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5 : 319-355.
- SCHELLMANN W. (1981) Considérations on the definition and classification of laterites. 1st Internat. Sem. Laterisation process, Trivandrum, India (1979), Oxford and IBM eds., 3-14.
- SCHULZE D.G. (1982) - The identification of iron oxides by differential X-ray diffraction and the influence of aluminium substitution on the structure of goethite. Ph. D. Thesis, Munchen Univ., GFR, Univ. Microfilms Internt., Ann Arbor, Michigan, 167p.
- SCHULZE D.G. (1984) - The influence of aluminium on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays Clay Miner.*, 31, 1, 36-44.
- SCHWERTMANN U. (1981) - The influence of pH on goethite and hematite formation from ferrihydrite at room temperature. 7th Int. Clay. Conf., Bologna, Abstract n°. 268.
- SCHWERTMANN U., FITZPATRICK R. M., TAYLOR R. M. et LEWIS D.G. (1979) - The influence of aluminium on iron oxides : 2. Preparation and properties of Al-substituted hematites. *Clays Clay Miner.*, 27, 105-112.
- SCHWERTMANN U. et KAMPF N. (1985) - Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of southern and central Brazil. *Soil. Sci.*, 139, 4, 344-350.

- SCHWERTMANN U. et MURAD E. (1983) - Effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite. *Clays. Clay. Miner.*, 31, 4, 277-284.
- SEGALEN P. (1967) - Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 2, 137-187.
- SERVANT M. (1983) - Séquences continentales et variations climatiques : Evolution du Bassin du Tchad au Cénozoïque Supérieur. Thèse ès Sci., Univ. Paris VI, Trav. Doc., ORSTOM, Paris, 159, 573p.
- SERVANT M. et SERVANT-VILDARY S. (1980) - L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. In : *The Sahara and the Nile*, M. WILLIAMS et H. Faure ed., Balkema Rotterdam, 133-162.
- SILLANS R. (1955) - L'agriculture indigène cause première de transformation de la végétation en Afrique Centrale Française. *J. Agr. Trop. Bot. appl.*, Paris, II, 5-6, 337-339.
- SILLANS R. (1958) - Les savanes de l'Afrique Centrale. Essai sur la physionomie, la structure et le dynamisme des formations végétales ligneuses des régions sèches de la République Centrafricaine. Lechevalier ed., Paris, 423 p.
- SMALLEY R.F. Jr., CHATELAIN J.L., TURCOTTE D.L. et PREVOT R. (1987) - A fractal approach to the clustering of earthquakes : application to the seismicity of the New Hebrides. *Bull. Seismology. Soc. Amer.*, 77, 4, 1368-1381.
- SPRONK R. (1941) - Mesures hydrographiques dans la région divagante de bief maritime du fleuve Congo. *Mém. Inst. Roy. Colon. sect., Sciences Technol.*, 3, 1, 56 p.
- STEINBERG M. (1989) - Fluctuations des taux d'accumulation des sédiments de l'Atlantique Sud au cours des 120 derniers millions d'années. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, sér. II, p. 941-946.
- STREET-PERROT F.A. (1983) - Twentieth century fluctuations in lake level in the Zinway Shala basin, Ethiopia. *Paleoecol. of Africa*, 14, 99-110.
- TARDY Y. (1969) - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse ès Sci., Univ. Strasbourg, *Mém. Serv. Carte géol. Als-Lorr.*, 31, 199 p.
- TARDY Y. (1986) - Le cycle de l'eau. Climats, paléoclimats et géochimie globale. Masson & Cie. éd., Paris, 338 p.
- TARDY Y. (1990) - Erosion. *Encyclopedia Universalis*. vol. 9, 615-627.
- TARDY Y. (1992) - Les latérites. Masson & Cie. éd., (à paraître).
- TARDY Y., BARDOSSY G. et NAHON D. (1988c) - Fluctuations de l'activité de l'eau et successions de minéraux hydratés et déshydratés au sein des profils latéritiques ferrugineux et bauxitiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 307, sér. II, 753-759.
- TARDY Y., KOBILSEK B. et PAQUET H. (1991) - Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Australia. *J. of African Earth Sciences*, 12, 1/2, 283-295.
- TARDY Y., KOBILSEK B., ROQUIN C. et PAQUET H. (1990) - Influence of periatlantic climates and paleoclimates on the distribution and mineralogical composition of bauxites and ferricretes. In "Geochemistry of the earth's surface and of mineral formation", 2nd International symposium, Y. Noack and D. Nahon eds., *Chem. Geol.*, 84, 1/4, 179-182.

- TARDY Y., MAZALTARIM D., BOEGLIN J.L., ROQUIN C., PION J.C., PAQUET H. et MILLOT G. (1988d) - Lithodépendance et homogénéisation de la composition minéralogique et chimique des cuirasses ferrugineuses latéritiques. C. R. Acad. Sci, Paris, 307, sér. II, 1765-1722.
- TARDY Y., MELFI A.J. et VALETON I. (1988a) - Climats et paléoclimats tropicaux périatlantiques. 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, 306, sér. II, 289-295.
- TARDY Y. et NAHON D. (1985) - Geochemistry of laterites stability of Al-goethite, Al-hematite, and Fe^{3+} -kaolinite in bauxites and ferricretes : an approach to the mechanism of concretion formation. Am. J. Sci., 285, 865-903.
- TARDY Y. et NOVIKOFF A. (1988b) - Activité de l'eau et déplacement des équilibres gibbsite kaolinite dans les profils latéritiques. C. R. Acad. Sci., Paris, 306, sér. II, 39-44.
- TARDY Y., TROLARD F., ROQUIN C. et NOVIKOFF A. (1990) - Distribution of hydrated and dehydrated minerals in lateritic profiles and landscapes. "Geochemistry of the Earth's surface and of mineral formation", 2nd Internat. Symp., Aix-en-Provence, France, Chem. Geol., 84, 1/4, 133-136.
- THIBAUT P.M. (1984) - Cartes géologiques du Haut - Zaïre et du nord Kivu à 1/500 000. République du Zaïre. Départ. des Mines - BRGM, Orléans, 3 feuilles.
- THIEBAUX J.P. (1987) - PIRAT - Opération Grands Bassins Intertropicaux : Transports des matières sur l'Oubangui à Bangui. Premiers résultats (1986-1987). Rapport. multigr., ORSTOM - INSU, 60 p.
- THIEBAUX J.P. (1988) - Programme PIRAT : transport de matières sur l'Oubangui à Bangui in "Opération Grands Bassins Fluviaux". Note d'information n° 1, INSU/ORSTOM, multigr., p 48.
- TRESCASES J.J. (1973) - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélifères de Nouvelle Calédonie. Thèse ès Sci., Univ. Strasbourg, Mém. ORSTOM, Paris, 78, 259 p.
- TROLARD F., BILONG P., GUILLET B. et HERBILLON A. J. (1990) - Halloysite-Kaolinite-Gibbsite-Boehmite : a thermodynamical modelisation of equilibria as a function of water and dissolved silica activities. 2nd Internat. Symp. Aix-en-Provence, in "Geochemistry of the earth's surface and of mineral formation", 2nd Internat. Symp., Aix-en Provence, Y. Noack and D. Nahon eds., Chem. Geol., 84, 1/4, 294-297.
- TROLARD F. (1987) - Physicochimie des cuirasses latéritiques. Domaines de stabilité des oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium. Thèse. Univ. Strasbourg., 213 p.
- TROLARD F. et TARDY Y. (1987) - The stabilities of gibbsite, boehmite, aluminous goethites and aluminous hematites in bauxites, ferricretes and laterites as a function of water activity temperature and particle size. Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 945-957.
- TROLARD F. et TARDY Y. (1989) - A model of Fe^{3+} -kaolinite, Al^{3+} -goethite, Al^{3+} -hematite equilibria in laterites. Clay Miner., 24, 1-21.
- TURCOTTE D.L. (1986) - Fractals and fragmentation. J. of Geophys. Res., 91, B2, p. 1921-1926.
- VAN ANDEL T.H. et MOORE T.C. (1970) - Magnetic anomalies and seafloor spreading rates in the northern South-Atlantic. Nature, 226, 28-330.
- VAN ANDEL T.H., THIEDE J., SCLATER J.G. et HAY W.W. (1977) - Depositional history of the south Atlantic ocean during the last 125 million years. J. of Geology, 85, 6, 651-678.

- VAN DAMME H., OBRECHT F., LEVITZ P., GATINEAU L. et LAROCHE C. (1986) - Fractal viscous fingering in clay slurries. *Nature*, 320, 731-733.
- VELDE B., DUBOIS J., BADRI A. et TOUCHARD G. (1990) - Fractal analysis of fractures in rocks : the Cantor's dust method. *Tectonophysics*, 179, 345-352.
- VOLKOFF B. (1986) - Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Paris, 21, 4, 225-236.
- VOSS R.F., LAIBOWITZ R.B. et ALLESSANDRINI E.I. (1982) - Fractal scaling clusters in thin gold films near the percolation threshold. *Phys. Rev. Lett.*, 49, 19, 1441-1444.
- WACKERMANN J.M. (1975) - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale humide. Etude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal oriental. Conséquences pour la cartographie et la prospection. Thèse ès Sci., Univ. Strasbourg, 373 p.
- WACRENIER Ph. (1960) - Rapport de mission 1960 dans la coupure Bangui - Ouest. Rapport. multgr., Archives DMG - RCA, Bangui, 32 p.
- WACRENIER Ph. (1961) - Mission de recherche du bauxite au Logone et au Mayo-Kebi (Tchad). *Bull. Inst. Equat. Et. Geol. Min.*, n° 14, 37-41.
- WIGLEY T.M.L. et JONES P.D. (1985) - Influences of precipitation changes and direct CO₂ effects on streamflow. *Nature*, 314, 149-152.
- WITTEN T.A. and SANDER L.M. (1981) - Diffusion limited aggregation a kinetic critical phenomenon. *Phys. Rev. Lett.*, 47, 19, 1400-1414.
- WITTEN T.A. et SANDER L.M. (1983) - Diffusion limited aggregation. *Phys. Rev. B*, 287, 5686-5697.
- WOLFF J.P. (1962) - Notice explicative sur la feuille Nola. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. BRGM éd., Paris, 30 p.
- WOLFF J.P. (1963) - Notice explicative sur la feuille Yalinga - Est. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. BRGM éd., Brazaville, 38 p.
- WOODRUFF F., SAVIN J.M. et DOUGLAS .C. (1981) - Miocene stable isotope record : a detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. *Science*, 212, 665-668.
- ZEEGERS H. et LEPRUN J.C. (1979) - Evolution des concepts en altérologie tropicale et conséquences potentielles pour la prospection géochimique en afrique occidentale soudano-sahaliennne. *Bull. B.R.G.M.*, II, 2-3, 222-239.

TABLE DES MATIERES

TABLES DES MATIERES

INTRODUCTION.....	1
A - BUT ET CADRE DE L'ETUDE	3
B - LES METHODES D'ETUDE	3
1 - METHODE D'ETUDE SUR LE TERRAIN	3
2 - METHODES D'ETUDE AU LABORATOIRE.....	4
C - PLAN DU MEMOIRE	5
 CHAPITRE. 1 - LE CADRE NATUREL.....	 7
I - LE CLIMAT	7
A- LES GRANDES ZONES CLIMATIQUES DU CENTRAFRIQUE	8
1 - Le climat Guinéen-forestier	9
2 - Le climat Soudano-guinéen.....	11
3 - Le climat Soudano-sahélien.....	11
B - CONCLUSION	12
II - LA GEOLOGIE	13
A - HISTORIQUE.....	13
B - LES FORMATIONS GEOLOGIQUES DU CENTRAFRIQUE	13
1 - Le complexe de base dans la région de Dembia-Zémio.....	14
a - Les roches métamorphiques	14
b - Les roches éruptives.....	16
2- Les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires	
peu ou pas métamorphisées	17
a - Les formations gréseuses de la série de Morkia.....	18
b - Les formations carbonatées de la région de Dembia-Zémio	18
3 - Les formations superficielles de couverture.....	18
C - EN CONCLUSION	18
III - LES SOLS.....	19
A - LES SOLS DE LA REGION DE DEMBIA-ZEMIO.....	19
1 - Les sols minéraux bruts ou peu évolués.....	21
2 - Les sols ferrallitiques	21
B- CONCLUSION SUR LES SOLS	22

IV - LA MORPHOLOGIE GENERALE	22
A- LES GRANDS TRAITS MORPHOLOGIQUES DU CENTRAFRIQUE.....	22
B- MORPHOLOGIE DE LA REGION DE DEMBIA-ZEMIO	24
1 - La première unité de modelé	25
2 - La seconde unité de modelé	27
C - EN CONCLUSIONS.....	27
V- L'HYDROGRAPHIE.....	27
A- LE MBOMOU ET SES AFFLUENTS.....	28
B - CONCLUSIONS.....	30
VI- LA PHYTOGEOGRAPHIE	30
A- LE DOMAINE CONGO-GUINEEN DANS LA REGION DE DEMBIA- ZEMIO (IV)	31
B- LE DOMAINE SOUDANO-GUINEEN DANS LA REGION DE DEMBIA-ZEMIO (III)	32
C - LE DOMAINE MEDIO-SOUDANIEN (II)	32
D - LE DOMAINE SOUDANO-SAHELIEN (I).....	33
E - EN CONCLUSION	33
 CHAPITRE. 2 - ANALYSE FRACTALE DU PAYSAGE CUIRASSE DU	
HAUT-MBOMOU.....	35
 I - INTRODUCTION.....	35
II - GEOMETRIE FRACTALE DES COURS D'EAU	36
A - LA METHODE DE RICHARDSON.....	37
1 - Principe et définition de la méthode de RICHARDSON	38
2 - Application de la méthode de RICHARDSON au réseau	
hydrographique centrafricain.....	40
a - Dimension fractale du Mbomou et des ses affluents	40
b - Analyse fractale des autres cours d'eau centrafricains	45
B - CONCLUSIONS.....	47
III - ANALYSE FRACTALE DES ACCIDENTS STRUCTURAUX ET DES	
LINEAMENTS	48
A - INTRODUCTION	48
B - LA METHODE DE LA POUSSIERE DE CANTOR	48
1 - Principe et définition de la méthode de Cantor.....	48
2 - Application à la mesure de la distribution des fractures dans les roches..	49
3 - Application de la méthode de Cantor aux cartes structurales	
de la région de Dembia-Zémio.....	50
IV - CONCLUSIONS	55

CHAP. 3 - PETROLOGIE DE LA SEQUENCE DES PROFILS D'ALTERATION CUIRASSES DE GUENEKOU MBA	57
I - INTRODUCTION.....	57
II - LES ROCHES MERES.....	58
A - LES MINERAUX PARENTAUX	58
1 - Les amphiboles.....	58
2 - Les plagioclases.....	60
3 - Les épidotes	61
4 - Les grenats.....	62
5 - Les micas blancs de type phengite.....	63
6 - Les biotites.....	64
7 - Les chlorites.....	64
III - PETROGRAPHIE ET PETROLOGIE DE LA SEQUENCE DE GUENEKOU MBA.....	65
A - LE SYSTEME CUIRASSE DES HAUT-PLATEAUX.....	65
1 - Etude pétrographique macroscopique des profils d'altération du haut-plateau	66
a - L'horizon nodulaire meuble.....	66
b - la cuirasse ferrugineuse paranodulaire ou massive.....	67
2 - Etude pétrologique à l'échelle microscopique des profils d'altération du haut-plateau.....	68
a - L'horizon nodulaire meuble.....	68
b - la cuirasse ferrugineuse paranodulaire ou massive.....	72
3 - Conclusions sur l'étude pétrologique des profils d'altération des hauts-plateaux.....	75
B - LE SYSTEME CUIRASSE DES VERSANTS	76
1 - Etude pétrographique macroscopique des profils d'altération de versant.....	76
a - La saprolite fine.....	76
b - L'argile tachetée.....	77
c - La carapace et la cuirasse ferrugineuse vermiformes.....	77
d - L'horizon nodulaire meuble.....	77
e - La cuirasse ferrugineuse nodulaire à protopisolithique	78
2 - Etude pétrologique à l'échelle microscopique des profils d'altération des versants.....	78
a - La saprolite fine.....	78
b - L'argile tachetée.....	81
c - La carapace et la cuirasse ferrugineuses vermiformes.....	84

d - L'horizon nodulaire	86
e - La cuirasse ferrugineuse nodulaire à protopisolitique.....	86
3 - Conclusions sur l'étude pétrographique et pétrologique	
des profils d'altération du système cuirassé de versants	90
C - LE SYSTEME CUIRASSE DES BAS-PLATEAUX	91
1 - Etude pétrographique à l'échelle macroscopique des profils d'altération	
du bas-plateau.....	91
a - La saprolite.....	91
b - L'argile tachetée.....	92
c - L'horizon nodulaire meuble	92
d - La carapace ferrugineuse vermiforme	92
e - La cuirasse ferrugineuse polyphasée	92
2 - Etude pétrologique à l'échelle microscopique des profils d'altération	
du système de bas-plateaux.....	94
a - La saprolite fine.....	94
b - L'argile tachetée et l'horizon nodulaire meuble.....	94
c - La cuirasse et la carapace ferrugineuses vermiformes.....	95
d - La cuirasse nodulaire à protopisolitique.....	97
3 - Conclusions sur l'étude pétrographique et pétrologique	
des profils d'altération du système de bas-plateaux.....	98
IV - DIFFERENCIATION PETROLOGIQUE DES PROFILS D'ALTERATION	
DES TROIS SYSTEMES CUIRASSES. RESUME DES FAITS MARQUANTS ET	
CONCLUSION.....	98
A - L'ALTERATION DANS LES SAPROLITES FINES.....	98
B - LA FERRUGINISATION SOUS LES HORIZONS DE CUIRASSES.....	100
1 - Evolution de la ferruginisation sous les cuirasses des hauts-plateaux	102
2 - Evolution de la ferruginisation sous les cuirasses de versants	
et de bas-plateaux.....	102
C - LA FERRUGINISATION DANS LES CUIRASSES.....	103
 CHAPITRE. 4 - DIFFERENCIATION MINERALOGIQUE ET	
GEOCHIMIQUE DES PROFILS D'ALTERATION	105
I - DIFFERENCIATION MINERALOGIQUE.....	105
A - EVOLUTION MINERALOGIQUE DANS LES PROFILS DE HAUT-PLATEAU.....	105
1 - Evolution minéralogique dans l'horizon nodulaire	105
2 - Evolution minéralogique dans la cuirasse ferrugineuse paranodulaire	
à massive	107

3 - Pour résumer	108
B - EVOLUTION MINERALOGIQUE DANS LES PROFILS D'ALTERATION DU VERSANT	108
1 - La saprolite fine	108
2 - L'argile tachetée	108
3 - La carapace ferrugineuse	110
4 - L'horizon nodulaire	110
5 - La cuirasse ferrugineuse nodulaire à protopisolitique	110
6 - Pour résumer	111
C - EVOLUTION MINERALOGIQUE DES PROFILS D'ALTERATION DE BAS-PLATEAU....	112
1 - La saprolite fine	112
2 - L'argile tachetée	112
3 - L'horizon nodulaire meuble	113
4 - La carapace et la cuirasse vermiforme	113
5 - La cuirasse nodulaire ou protopisolitique	114
6 - Pour résumer	114
D - CONCLUSIONS DE L'ETUDE MINERALOGIQUE	115
II - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE	117
A - EVOLUTION GEOCHIMIQUE DANS LES PROFILS D'ALTERATION DU HAUT-PLATEAU	117
1 - Comportement des éléments majeurs	117
2 - Comportement des éléments trace	118
B - EVOLUTION GEOCHIMIQUE DANS LES PROFILS D'ALTERATION DU VERSANT	119
1 - Evolution géochimique dans les profils du versant boisé	119
a - Le comportement des éléments majeurs	120
b - Comportement des éléments trace	121
2 - Evolution géochimique dans les profils du bas-versant	121
a - Comportement des éléments majeurs	122
b - Comportement des éléments trace	122
C - EVOLUTION GEOCHIMIQUE DANS LES PROFILS D'ALTERATION DU BAS-PLATEAU	123
1 - Le comportement des éléments majeurs	123
2 - Comportement des éléments traces	124
III - ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES	125
IV - BILAN GEOCHIMIQUE DES PROCESSUS D'ALTERATION LATERITIQUE	126
A - ENRICHISSEMENT RESIDUEL EN SYSTEME CLOS	127
1 - Enrichissement par altération isovolumétrique	127

2 - Enrichissement par altération non-isovolumétrique.....	127
B - ENRICHISSEMENT SUPERGENE EN SYSTEME OUVERT	128
C - BILAN GEOCHIMIQUE DES PROFILS D'ALTERATION	129
1 - Bilan géochimique dans le profil du haut-plateau.....	129
a - Les éléments fortement enrichis.....	129
b - Les éléments fortement lixiviés	131
c - Les éléments modérément lixiviés	131
2 - Bilan géochimique dans les profils de versant	131
a - Bilan dans le profil du versant boisé.....	131
b - Bilan dans le profil du bas-versant	133
3 - Bilan géochimique dans les profils de bas-plateaux.....	133
a - Les éléments très enrichis	135
b - Les éléments fortement lixiviés	137
c - Les éléments modérément lixiviés	137
3 - Analyse statistique du bilan de masse.....	137
a - ACP du bilan de masse dans les profils du haut-plateau et du versant boisé.....	137
b - ACP du bilan de masse dans le profil de bas-versant	139
c - ACP du bilan de masse dans les profils de bas-plateau	141
D - CONCLUSIONS.....	142
V - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES TROIS SYSTEMES CUIRASSES.	
RESUME ET COMPARAISON DES FAITS PRINCIPAUX.....	143
A - PROCESSUS DE SAPROLITISATION	144
B - PROCESSUS DE FERRUGINISATION SOUS LES HORIZONS DE CUIRASSES.....	145
C - PROCESSUS DE FERRUGINISATION DANS LES CUIRASSES.....	146
VI - DISCUSSION ET CONCLUSIONS.....	147
A - DIFFERENCIATION DES SYSTEMES CUIRASSES SELON LES CONDITIONS	
DE LA SAPROLITISATION	148
B - DIFFERENCIATION DES SYSTEMES CUIRASSES SELON LES CONDITIONS	
DE LA FERRUGINISATION	148
C - ROLE DES PROCESSUS D'EROSION.....	149
D - LES MINERAUX INDICATEURS DES PROCESSUS D'AGGRADATION	
ET DE DEGRADATION.....	149
E - LES RELATIONS ENTRE LES MINERAUX ET LES ELEMENTS TRACE.....	150
F - LES ENSEIGNEMENTS APPORTES PAR LE CALCUL DU BILAN DE MASSE.....	151

CHAPITRE. 5 - PETROGRAPHIE DES AUTRES TOPOSEQUENCES	
Agencement des principaux faciès, extension et généralisation.....	153
I - INTRODUCTION.....	153
II - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DE LA TOPOSEQUENCE DE BAHR.....	153
A - DIFFERENCIATION DES GRANDS ENSEMBLES DE FACIES	154
B - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES PROFILS D'ALTERATION DU BAS-VERSANT.....	155
1 - L'argile tachetée	155
2 - La carapace vermiforme.....	156
3 - La cuirasse nodulaire ou protopisolithique.....	156
4 - La cuirasse nodulaire à paranodulaire.....	157
5 - La cuirasse vermiforme	157
C - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES PROFILS DE VERSANT BOISE.....	157
1 - La carapace nodulaire	158
2 - L'horizon nodulaire.....	158
3 - La cuirasse nodulaire à paranodulaire.....	159
D - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES PROFILS DU HAUT-PLATEAU	159
1 - L'horizon nodulaire.....	159
2 - La cuirasse massive ou paranodulaire.....	160
E - CONCLUSIONS	160
III - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DE LA TOPOSEQUENCE DE FINZANI..	162
A - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES PROFILS DU BAS-VERSANT	163
1 - L'argile tachetée.....	163
2 - La cuirasse vermiforme	163
3 - La cuirasse protopisolithique.....	164
B - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES PROFILS DU VERSANT BOISE.....	164
1 - La saprolite fine	165
2 - L'horizon d'argile tachetée.....	166
3 - L'horizon nodulaire.....	166
4 - La cuirasse ferrugineuse.....	167
5 - L'horizon de cuirasse démantelée.....	167
6 - L'horizon argilo-sableux rouge.....	168
C - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DU PROFIL DU HAUT-PLATEAU	168
1 - L'argile tachetée.....	168
2 - L'horizon nodulaire.....	169
3 - La cuirasse ferrugineuse.....	169
D - DISCUSSION	170
IV - CONCLUSIONS	171

CHAPITRE. 6 - DEGRADATION GEOCHIMIQUE ET DEMANTELEMENT DES PROFILS CUIRASSES A LA LISIERE DE LA FORET EQUATORIALE	175
I - INTRODUCTION.....	175
II LES DOMAINES DE DEMANTELEMENT DANS LES SYSTEMES CUIRASSES DU HAUT-MBOMOU.....	176
III - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES PROFILS DEMANTELES	176
A - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DU PROFIL DEMANTELE SUR LA TOPOSEQUENCE DE GUENEKOU MBA	176
B - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES PROFILS DEMANTELES SUR LA TOPOSEQUENCE DE FINZANI	178
1 - Caractères pétrographiques d'un profil type à l'amont du versant boisé...	178
2 - Caractères pétrographiques des profils à l'aval du versant boisé	179
C - CONCLUSIONS DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE	179
IV - MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES FACIES DE DEMANTELEMENT.	180
A - MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES PROFILS DEMANTELES DE LA TOPOSEQUENCE DE GUENEKOU MBA	180
B - LES PROFILS DEMANTELES DE LA TOPOSEQUENCE DE FINZANI.....	184
1 - Le profil de l'amont du versant boisé.....	184
2 - Les profils de l'aval du versant boisé	187
C - CONCLUSIONS DE L'ETUDE MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE	190
V - ROLE DE L'ACTIVITE DE L'EAU DANS LE DEMANTELEMENT	191
VI - CONCLUSIONS	192
 CHAPITRE. 7 - CARTOGRAPHIE MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE	 195
I - INTRODUCTION.....	195
II - DISTRIBUTION SPATIALE DES CUIRASSES.....	195
III - DIFFERENCIATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES SELON LA TOPOGRAPHIE	197
A - DIFFERENCIAION MINERALOGIQUE DES CUIRASSES.....	197
B - VARIATIONS GEOCHIMIQUES PONDEREES A LA MOYENNE DE L'ENSEMBLE	200
C - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES MASSIVES SELON LEUR SITUATION TOPOGRAPHIQUE.....	202
D - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES NODULAIRES A PROTOPISOLITHIQUES SELON LEUR SITUATION TOPOGRAPHIQUE.....	204

IV - DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES SELON LEUR FACIES PETROGRAPHIQUE.....	204
V - ANALYSE STATISTIQUE.....	209
A - LES CUIRASSES DE HAUT-PLATEAUX.....	210
B - LES CUIRASSES DES BAS -VERSANTS	211
C - LES CUIRASSES DES BAS-PLATEAUX.....	212
D - LES CUIRASSES CONTENANT DES TRACES DE BOEHMITE	214
E - CONCLUSIONS DE L'ANALYSE STATISTIQUE EN COMPOSANTE PRINCIPALE	215
VI - CARTOGRAPHIE ET SIGNATURE GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES.....	217
VII - DISCUSSION ET CONCLUSIONS	224
 CHAPITRE 8- CUIRASSES, DYNAMIQUE DE L'EROSION ET DU CUIRASSEMENT, PALEOCLIMATS	 227
I- INTRODUCTION.....	227
II - DISTRIBUTION DES CUIRASSES DU MBOMOU ET DU HAUT-MBOMOU.....	228
1 - Les cuirasses ferrugineuses des plateaux élevés.....	230
2 - Les cuirasses ferrugineuses des versants.....	232
3 - Les cuirasses des bas-plateaux.....	232
III - LES CUIRASSES FERRUGINEUSES DU CENTRAFRIQUE	232
IV - BILAN DE L'EROSION ACTUELLE SUR LE BASSIN CUIRASSE DE L'OUBANGUI.....	235
A - INTRODUCTION	235
B - FLUCTUATIONS CLIMATIQUES ET BILAN DE L'EROSION SUR LE BASSIN VERSANT CUIRASSE DE L'OUBANGUI.....	236
1 - Relation entre la pluviométrie, le drainage et le ruissellement	238
2 - Flux des matières exportées et bilan de l'érosion mécanique et chimique sur le bassin de l'Oubangui.....	239
a - Relation entre le débit et le flux de matières solides exportées par l'Oubangui. Vitesse moyenne de l'érosion mécanique actuelle sur le bassin.....	239
b - Relation entre le débit et le flux des matières dissoutes dans l'Oubangui. Vitesse de l'érosion chimique moyenne sur le bassin	243
3 - Bilan des flux de CO ₂ atmosphérique consommé par l'altération chimique des roches.....	246
4 - Bilan de L'altération et de l'érosion selon la méthode de GAC et PINTA (1973).....	247
a - bilan de la kaolinite.....	247

b - Bilan du quartz	248
C - CONCLUSION	249
V - LES CUIRASSES D'AFRIQUE.....	250
A - LE CUIRASSEMENT EN AFRIQUE DE L'OUEST	250
1 - Relation cuirassement - surface d'aplanissement.....	250
2 - Chronologie du cuirassement en Afrique de l'Ouest	252
B - LE CUIRASSEMENT EN AFRIQUE CENTRALE	253
1 - Les bauxites d'Afrique Centrale.....	253
a - Les témoins bauxitiques du Centrafrique.....	253
b - Les bauxites des autres pays d'Afrique Centrale	254
2 - Les cuirasses ferrugineuses d'Afrique Centrale	254
C - LE CUIRASSEMENT EN AFRIQUE DE L'EST ET DU SUD	254
D - DISTRIBUTION DES CUIRASSES ET DES CLIMATS ACTUELS EN AFRIQUE	256
E - CONCLUSION	258
VI - LES PALEOCLIMATS ET LE CUIRASSEMENT	258
A - SUCCESSION DES GRANDS EVENEMENTS CLIMATIQUES ET TECTONIQUES AUTOUR DE L'AFRIQUE DU JURASSIQUE A L'ACTUEL. CONSEQUENCES POUR LE CUIRASSEMENT	259
1 - Jurassique	259
2 - Crétacé.....	260
3 - Eocène	262
4 - Miocène.....	262
5 - Pliocène et Pleistocène	263
6 - Quaternaire.....	263
B - DISCUSSION.....	264
VII - CONCLUSIONS.....	265
CONCLUSIONS GENERALES.....	267
I - EVOLUTION ET DIFFERENCIATION DES TROIS SYSTEMES CUIRASSES	267
A - DIFFERENCIATION DES PROCESSUS DE SAPROLITISATION	268
B - DIFFERENCIATION DES PROCESSUS DE FERRUGINISATION	268
1 - L'aggradation ferrugineuse.....	268
2 - La dégradation des faciès d'aggradation hématitique anciens	270
a - La dégradation modérée sous savane.....	270
b - La dégradation et le démantèlement sous forêt.....	270

C - NATURE MINÉRALOGIQUE ET VITESSES RELATIVES DE PROGRESSION	
DES FRONTS D'ALTERATION, DE FERRUGINISATION	271
1 - Nature minéralogique et vitesse relative d'enfoncement	
des fronts d'altération	271
2 - Nature minéralogique et vitesse relative d'enfoncement	
des fronts de ferruginisation	271
II - BILAN GEOCHIMIQUE DE L'ALTERATION ET DE L'EROSION.....	272
A - APPORTS DU BILAN Iso-Zr	272
1 - Le bilan du profil de haut-Plateau	272
2 - Le bilan du profil de versant boisé	273
3 - Bilan du profil de bas-versant	273
4 - Le bilan des profils de bas-plateau.....	273
B - APPORTS DU BILAN DE L'EROSION SUR L'ENSEMBLE	
DU BASSIN VERSANT DE L'OUBANGUI.....	274
III - DYNAMIQUE DU PAYSAGE CUIRASSE ET PALEOCLIMATS	274
A - MORPHOLOGIE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE.	
SIGNATURE DES FACTEURS DU MILIEU NATUREL	275
B - LES CUIRASSES ET LES PALEOCLIMATS.....	275
PERSPECTIVES	278
BIBLIOGRAPHIE	279
TABLE DES MATIERES	299
LISTE DES TABLEAUX	311
LISTE DES FIGURES	313
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	317

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

I - Résultats de l'analyse fractale selon la méthode de Richardson appliquée au Mbomou et à la Ouara	41
II - Résultats de l'analyse fractale selon la méthode de Richardson appliquée au Mbomou et à la Ouara	42
III - Résultats de l'analyse fractale selon la méthode de RICHARDSON appliquée à l'Oubangui	45
IV - Caractères morpho-structuraux principaux de la région de Dembia-Zémio	51
V - Distribution des fractures et linéaments dans la zone A	53
VI - Distribution des fractures et linéaments dans la zone C	54
VII - Distribution des fractures et linéaments dans la zone D	54
IX - Estimation du taux de substitution en % $\text{AlO}(\text{OH})$ pour la goethite de la matrice internodulaire	68
X - Composition chimique moyenne (1) des plasmas d'altération	69
XI - Estimation du taux de substitution en % $\text{AlO}(\text{OH})$, des paramètres cristallographiques et de la taille des goethites	71
XII - Composition chimique des plasmas hématitiques micronodulaires	72
XIII - Variation de la composition des feuillets des "accordéons" de kaolinite	73
XIV - Composition chimique des plasmas goethitiques	74
XV - Estimation du taux de substitution et des paramètres cristallographiques des goethites	74
XVI - Composition chimique moyenne (1) des plasmas argilasépiques à petites kaolinites	79
XVII - Estimation du taux de substitution en % d' $\text{AlO}(\text{OH})$ dans les goethites	79
XVIII - Composition chimique moyenne (1) des plasmas ferrugineux	83
XIX - Estimation du taux de substitution des goethites	81
XX - Estimation du taux de substitution des goethites	83
XXI - Estimation du taux de substitution de la goethite	85
XXII - Paramètres cristallochimiques et cristallographiques des goethites secondaires	85
XXIII - Composition chimique moyenne (1) des plasmas alumino-ferrugineux	88
XXIV - Estimation du taux de substitution en % $\text{AlO}(\text{OH})$ dans les goethites de cortex	86
XXV - Variation de la composition chimique des feuillets de kaolinite	89
XXVI - Composition chimique moyenne (1) des micas reliques de type phengites	93
XXVII - Composition chimique des plasmas d'altération kaolinique	94
XXVIII - Composition chimique moyenne (1) des feuillets de kaolinite dominante	95
XXIX - Composition chimique moyenne (1) des plasmas d'altération hématitiques	96
XXX - Composition minéralogique de l'horizon nodulaire	105
XXXI - Composition minéralogique de la cuirasse paranodulaire à massive	107
XXXII - Composition minéralogique moyenne de la saprolite et l'argile tachetée	109
XXXIII - Composition minéralogique moyenne des horizons d'argile tachetée	109
XXXIV - Composition minéralogique moyenne des cuirasses nodulaires à protopisolithique	111
XXXV - Variation de la composition minéralogique dans la saprolite	112
XXXVI - Composition minéralogique moyenne des horizons d'altération ferrugineuse	114
XXXVII - Composition géochimique et minéralogique moyenne des différents faciès pétrographiques ..	181
XXXVIII - Composition géochimique et minéralogique des horizons d'altération	183
XXXIX - Composition chimique et minéralogique moyenne des faciès de dégradation	186
XL - Composition chimique et minéralogique moyenne des faciès de dégradation	189
XLI - Evolution des caractères minéralogiques des profils démantelés	191
XLII - Composition chimique et minéralogique moyenne des cuirasses ferrugineuses du haut-Mbomou	198
XLIII - Composition chimique et minéralogique moyenne de chaque faciès de cuirasse	203
XLIV - Composition chimique et minéralogique moyenne des cuirasses selon leur faciès pétrographique	207
XLV - Composition chimique et minéralogique moyenne des cuirasses renfermant des traces de boehmite	208
XLVI - Signatures géochimiques majeures des faciès de cuirasses	222

XLVII - Différenciation des signatures géochimiques des cuirasses contenant de la boehmite	223
XLVIII - Caractéristiques hydrologiques des bassins versants de l'Oubangui.....	237
XLIX - Charge totale et flux spécifique des matières en suspensions	242
L - Composition chimique (en mg. l ⁻¹) des eaux de l'Oubangui	244
LI - Bilan de l'érosion chimique spécifique	245
LII - Charge totale et flux spécifique des matières dissoutes.....	246
LIII - Caractéristiques hydroclimatiques des quatre grandes régions cuirassées du continent africain	257

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

1 - Situation du Centrafrique en Afrique, et Localisation de la zone étudiée.....	4
2 - Mouvements interannuels du front intertropical (F.I.T) sur le Centrafrique	7
3 - Distribution annuelle moyenne des isohyètes en Centrafrique	8
4 - Distribution des principaux domaines climatiques en Centrafrique	9
5 - Distribution annuelle moyenne des courbes d'iso-évapotranspiration	10
6 - Distribution annuelle moyenne des courbes isothermes	10
7 - Distribution des grands domaines climatiques	11
8 - Pluviogrammes de Dembia, Zémio, et des principales stations	12
9 - Distribution des formations géologiques en Centrafrique	15
10 - Distribution des formations géologiques dans la région de Dembia-Zémio	16
11 - Distribution des principales formations pédologiques en Centrafrique	20
12 - Distribution des grands ensembles morphologiques en Centrafrique	23
13 - Distribution des grands ensembles morphologiques	25
14 - Distribution des buttes cuirassées (en noir) et intensité du cuirassement	26
15 - Enchaînement des différentes unités morphologiques cuirassées	26
16 - Bassin versant du Mbomou, et morphologie du réseau hydrographique	28
17 - Distribution des grands domaines phytogéographiques du Centrafrique.....	31
18 - Distribution des forêts et des savanes	33
19 - Figure extraite de BERGE et al., (1984).....	37
20 - Longueur approchée de la côte de Bretagne	38
21 - a - Longueurs approchées des fleuves Mbomou et Ouara. b - Variation de la dimension fractale du Mbomou	40
22 - a - Longueurs approchées des affluents du Mbomou. b - Variations de la dimension fractale du Mbokou . c - Longueurs approchées du Chinko et du Vovodo.....	41
23 - a - Longueurs approchées du Mbomou et de la Ouara. b - Variations de la dimension fractale du Mbomou et de la Ouara	42
24 - a - Variations de la dimension fractale du Mbomou. b - Variations de la dimension fractale du Mbomou sur la feuille IGN au 1/200.000 de Zémio. c - Variations de la dimension fractale du Mbomou	43
25 - Variations de la dimension fractale de (a) la Ouara et (b) le chinko	44
26 - Longueur approchée du fleuve Oubangui.....	45
27 - Longueurs approchées des rivières (a) Kotto, Ouaka et Mbari, et (b) Lobaye, Mambéré et Sangha.	46
28 - a - Longueurs approchées des rivières Ouham, Bahr Aouk et Pendé. b - Variation de la dimension fractale de la Pendé	46
29 - Premières étapes de construction d'un ensemble triadique de Cantor	49
30 - Localisation et superficie des zones présentant des linéaments	51
31 - Distribution des fractures dans chaque zones analysées.....	52
32 - Résultats de l'analyse fractale par la méthode de la poussière de Cantor.....	53
33 - Localisation des toposéquences étudiés	57
34 - Classification des amphiboles des roches mères	59
35 - Identification des amphiboles d'après la classification de LEAKE (1978).....	61
36 - Identification des amphiboles	61
37 - Distribution des minéraux parentaux des roches	63
38 - Distribution et relations spatiales entre les principaux faciès	66
39 - Macromorphologie du faciès massif	67
40 - Macromorphologie du faciès paranodulaire	67
41 - Transformation des nodules hématitiques	68
42 - Evolution géochimique des faciès d'altération	70
43 - Transformation géochimique intranodulaire d'un nodule lithomorphe	70
44 - Micromorphologie de la saprolite fine	78
45 - Evolution géochimique des faciès d'altération	80
46 - Transformation des faciès de saprolite	81
47 - Transformation des faciès d'argile tachetée	82
48 - Micromorphologie du faciès carapace vermiforme	84

49 - Transformation du plasma nodulaire hématitique	84
50 - Evolutions géochimiques des faciès d'altération	85
51 - Transformation des plasmas nodulaires hématitiques	86
52 - Transformation géochimique in situ des plasmas nodulaires	87
53 - Transformation des plasmas nodulaires hématitiques	87
54 - Evolution géochimique des faciès d'altération	90
55 - Distribution verticale et relation	92
56 - Evolution géochimique des faciès d'altération	97
57 - Evolution des faciès d'altération argileux, alumineux et ferrugineux dans les profils de versant boisé	99
58 - Evolution des faciès d'altération argilo-ferrugineux dans les profils de bas-plateaux.....	100
59 - Evolution des faciès d'altération ferrugineux dans les profils du haut-plateau.....	101
60 - Evolution des rapports minéralogiques	106
61 - Variation de la composition minéralogique	107
62 - Variation de la composition minéralogique.....	110
63 - Variation de la composition minéralogique	113
64 - Evolution et variation de la composition minéralogique.....	115
65 - Variations des teneurs moyennes en quartz	116
66 - Variation et comparaison de la composition minéralogique.....	116
67 - Evolution géochimique le long du profil de haut-plateau.....	118
68 - Evolution géochimique le long du profil de haut-plateau.....	119
69 - Evolution géochimique le long du profil du versant boisé	120
70 - Evolution géochimique le long du profil de bas-versant	121
71 - Evolution géochimique le long du profil de bas-plateau.....	123
72 - Evolution géochimique le long du profil de bas-plateau.....	124
73 - Evolutions géochimiques et minéralogiques des faciès.....	125
74 - Evolution géochimique selon le calcul de bilan dans le profil du haut-plateau	130
75 - Evolution géochimique selon le calcul de bilan dans le profil du versant boisé.....	132
76 - Evolution géochimique selon le calcul de bilan dans le profil du bas-versant.....	134
77 - Evolution géochimique selon le calcul de bilan dans le profil de bas-plateau (P.26).....	135
78 - Evolution géochimique selon le calcul de bilan dans le profil perturbé du bas-plateau (P.27)	136
79 - Discrimination des processus géochimiques par l'ACP dans les profils du haut-plateau et du versant boisé	138
80 - Discrimination des processus géochimiques par l'ACP dans les faciès du profil de bas-versant	139
81 - Discrimination des processus géochimiques par l'ACP dans les profils du bas-plateau.....	141
82 - Evolution de la composition chimique des saprolites	144
83 - Evolution de la composition chimique moyenne des faciès.....	145
84 - Situation géographique des deux toposéquences de Bahr et Finzani.....	153
85 - Distribution et relation spatiale des faciès d'altération.....	154
86 - Développement de trames brunes goethitiques	157
87 - Développement centripète d'un cortex rubané brun	159
88 - Distribution et relation spatiale des faciès	162
89 - Transformation des nodules hématitiques	164
90 - Relation entre les "boules" de granite altérées	165
91 - Coexistence de nodules à cernes goethitiques	167
92 - Organisation des domoines d'altération argileux.....	169
93 - Distribution et évolution des faciès d'altération	172
94 - a - Développement d'un profil latéritique démantelé. b et c - Micromorphologie des micronodules et des nodules.....	177
95 - Augmentation simultanée de la goethite et de la gibbsite	180
96 - Lessivage préférentiel du fer par rapport à l'aluminium.....	180
97 - Evolution des teneurs en silice, alumine, fer, titane	182
98 - Relations géochimiques entre les différents faciès de démantèlement.....	183
99 - a - Augmentation simultanée des teneurs en gibbsite	184
100 - Evolution des teneurs en silice, alumine, fer, titane	185
101 - Relations géochimiques entre les différents faciès	187
102 - Evolution des teneurs en silice, alumine, fer, titane	188
103 - Relations géochimiques entre les matériaux argilo-sableux et les cuirasses (Finzani)	189

104 - Distribution des faciès pétrographique de cuirasses.....	196
105 - Fréquence de distribution des faciès de cuirasses.....	196
106 - Evolution de la composition minéralogique des cuirasses.....	197
107 - Comportement des cuirasses vis à vis des deux modes de ferruginisation	199
108 - Evolution minéralogique des cuirasses renfermant de la boehmite	200
109 - Evolution des cuirasses contenant de la boehmite	201
110 - Différenciations géochimiques des cuirasses	201
111 - Différenciations géochimiques des cuirasses massives.....	202
112 - Différenciations géochimiques des cuirasses nodulaires.....	204
113 - Evolutions minéralogiques et géochimiques moyennes des faciès de cuirasses	205
114 - Différenciations géochimiques des faciès de cuirasses.....	206
115 - Différenciations géochimiques des cuirasses	208
116 - Différenciation géochimique des cuirasses par l'analyse en composante principale	209
117 - Relations géochimiques entre les faciès cuirassés	210
118 - Différenciation géochimiques dans les faciès cuirassés.....	211
119 - Différenciation géochimique des processus de ferruginisation.....	212
120 - (a) Relations géochimiques entre les différents faciès des bas-plateaux, et (b) principales tendances géochimiques	213
121 - Différenciations géochimiques des cuirasses contenant des traces de boehmite.....	214
122 - Cartes de distribution des teneurs en hématite.....	216
123 - Cartes de répartition des teneurs en alumine (Al_2O_3).....	217
124 - Cartes de répartition des teneurs en fer (Fe_2O_3), zinc.....	218
125 - Cartes de répartition des teneurs en titane (TiO_2)	219
126 - Cartes de répartition des teneurs en manganèse (Mn).....	220
127 - Cartes de répartition des teneurs en silice (SiO_2)	221
128 - Distribution des facteurs extraits de l'analyse en composante principale.....	223
129 - Evolution géochimique des cuirasses ferrugineuses	224
130 - Extension et évolution du cuirassement dans le Mbomou	228
131 - Distribution des principaux domaines phytogéographiques.....	229
132 - Distribution des formations géologiques dans le Mbomou	230
133 - Répartition des cuirasses selon la morphologie dans la région de Guénékoumba dans le Haut-Mbomou	231
134 - Enchaînement des cuirasses sur une même surface ondulée.....	231
135 - Différenciation des signatures structurales	232
136 - Extension et évolution du cuirassement en Centrafrique	234
137 - Fluctuations du débit de l'Oubangui sur un demi-siècle	237
138 - Comparaison de l'amplitude des fluctuations du débit	238
139 - Variations mensuelles des concentrations des matières en suspension	240
140 - Variations saisonnières en échelle log des flux de matières solides	240
141 - Variations du logarithme de la charge des matières en suspension	241
142 - Variation comparées des flux de matières en suspension.....	242
143 - Composition minéralogique des matières en suspension.....	242
144 - Composition chimique des matières en suspension.....	243
145 - Composition chimique des substances dissoutes libérées.....	243
146 - Variations de la charge mensuelle en substances dissoutes.....	244
147 - Variations des flux spécifiques calculées selon deux méthodes	245
148 - Fluctuations de la charge mensuelle en bicarbonates	246
149 - Variations des flux spécifiques normés	249
150 - Distribution et enchaînement des surfaces bauxitiques	251
151 - Distribution des formations latéritiques en Afrique.....	255
152 - Migration relative de l'équateur et des tropiques	261
153 - Migration de l'équateur, des tropiques et des domaines climatiques	263
154 - Evolution du paysage cuirassé du Haut-Mbomou	277

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

Observations au microscope électronique à balayage (MEB) des assemblages minéralogiques constituant les faciès d'altération de l'horizon nodulaire meuble dans un profil du haut-plateau.

1 - Développement de cristaux de gibbsite (G) dans une vacuole de la matrice internodulaire.

2 - Formation de gibbsite (G) après dissolution congruente des plasmas d'altération kaolinitique (k) dans la matrice internodulaire.

3 - Développement d'hématite (He) en forme de dragées parallèlement à l'axe d'empilement et par épitaxie sur les faces (hk0) des kaolinites (K) en "accordéons", dans un nodule lithomorphe.

4 - Développement d'hématite (He) en "rosettes" par épitaxie sur les faces (001) des kaolinite (K), dans un nodule lithomorphe.

5 - Développement simultané des plasmas à kaolinite (K) et à hématite (He) dans la matrice fine argilo-ferrugineuse d'un nodule argilomorphe.

6 - Développement de cutane goethitique (Go) perpendiculairement aux bords d'une vacuole dans un nodule lithomorphe.

PLANCHE I

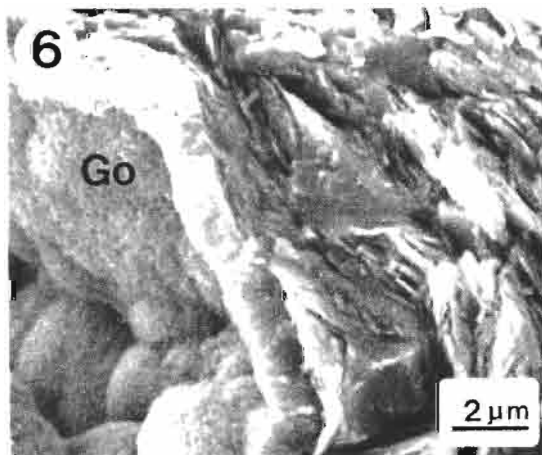
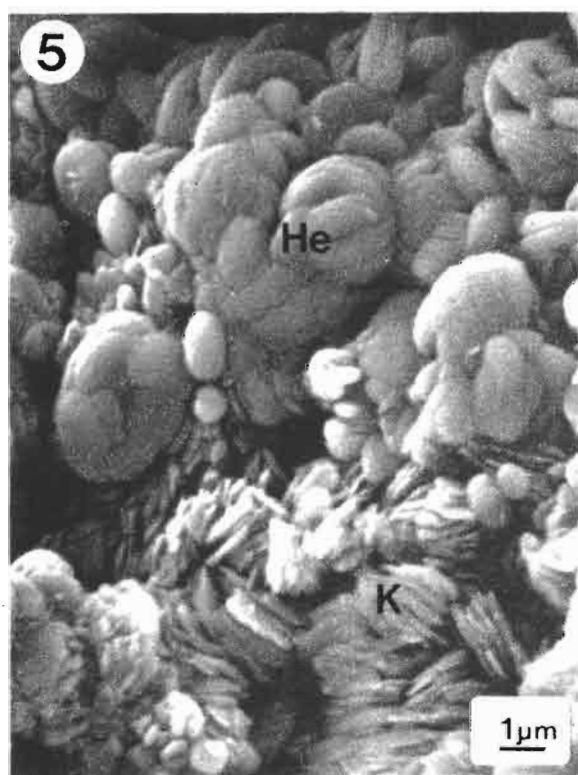
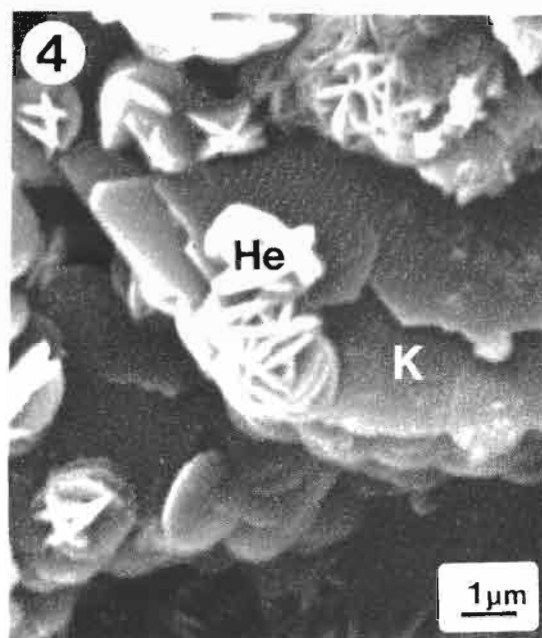
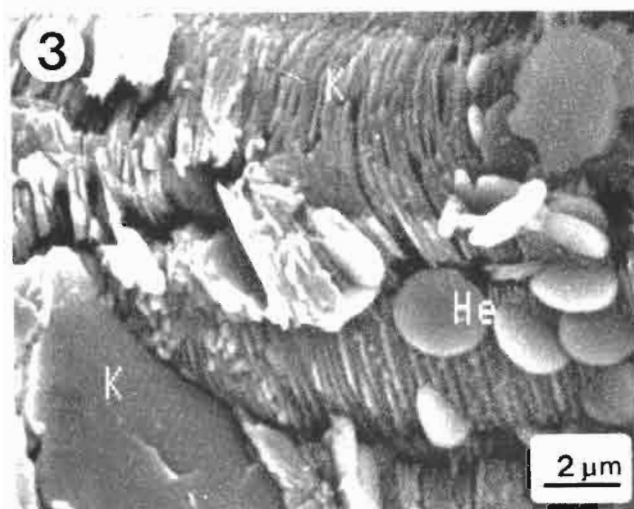
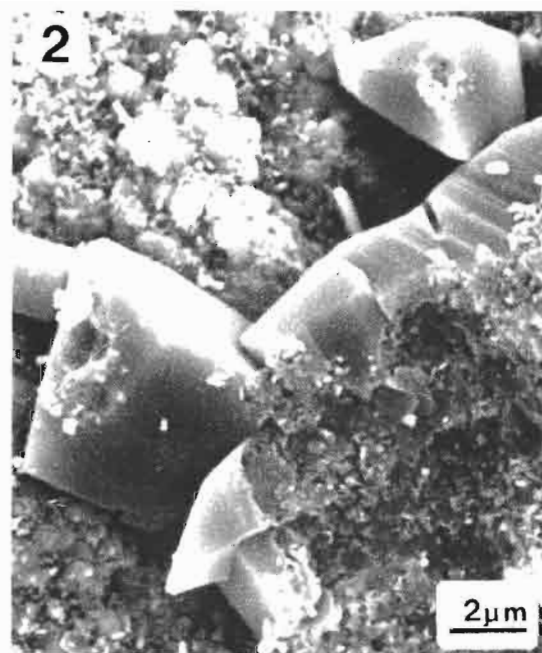
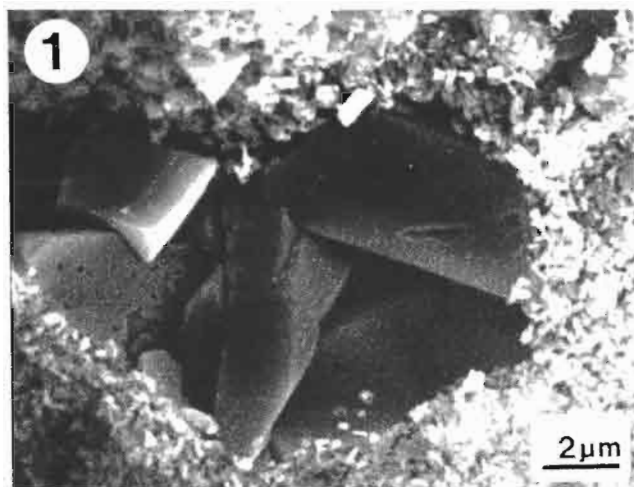


PLANCHE II

Observations au microscope électronique à balayage (MEB) des assemblages minéralogiques constituant les faciès d'altération de l'horizon nodulaire meuble (1), et de la cuirasse paranodulaire (2 à 6) dans un profil du haut-plateau.

1 - Paragenèse à lithiophorite (Li) et Oxyhydroxyde de cérium (Ce) dans la carapace nodulaire, à la base du profil de haut-plateau.

2 - Développement de plasmas hématitiques (He) en "choux fleur" dans des sites riches en plasmas kaolinitiques (K) orientés.

3 - Coexistence des plasmas hématitiques (He) orientés et des plasmas kaolinitiques (K).

4 - Développement d'un plasma hématitique (He) autour et entre les feuillets d'un micas relique altéré en kaolinite (mk).

5 - Développement de gibbsite (G) et goethite (Go) dans un nodule argilomorphe au sommet de la cuirasse.

6 - Transformation par hydratation des plasmas nodulaires hématitiques (he) en goethite (Go), qui se développe par ailleurs autour des micas reliques altérés en kaolinite (mk), au sommet de la cuirasse.

PLANCHE II

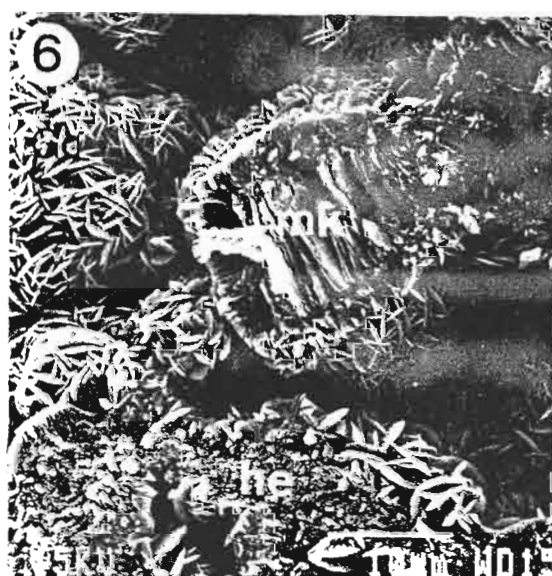
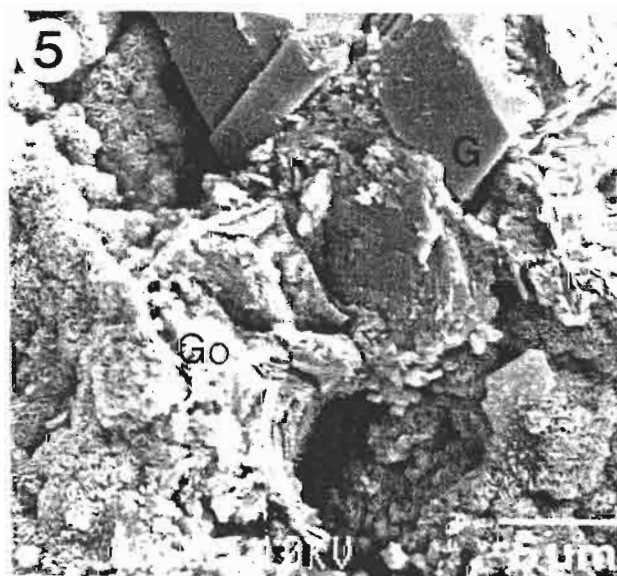
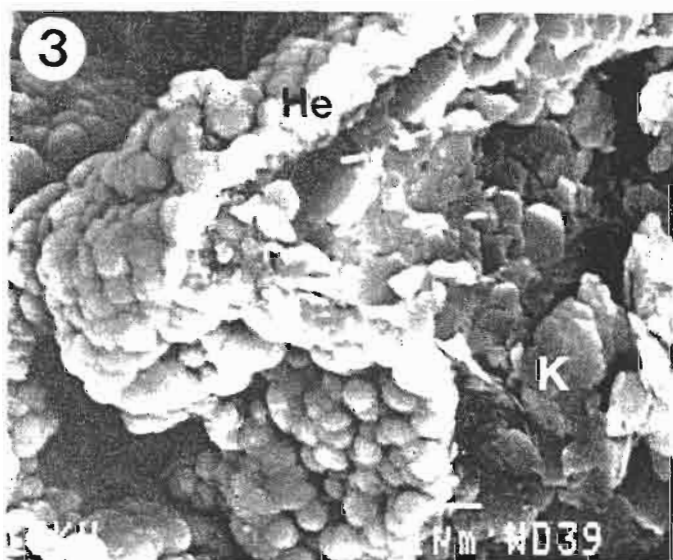
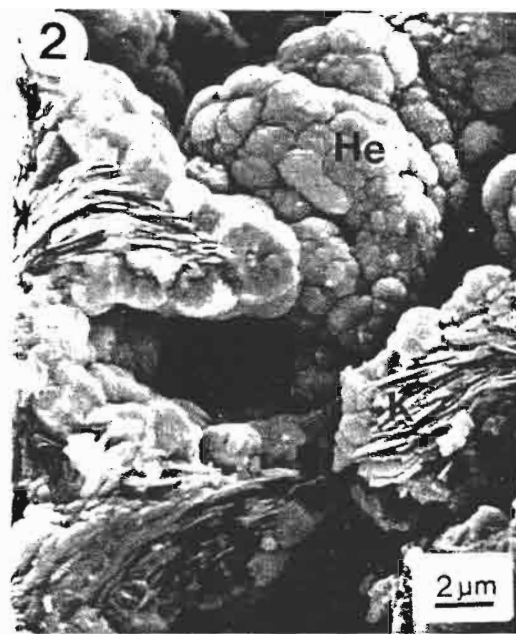
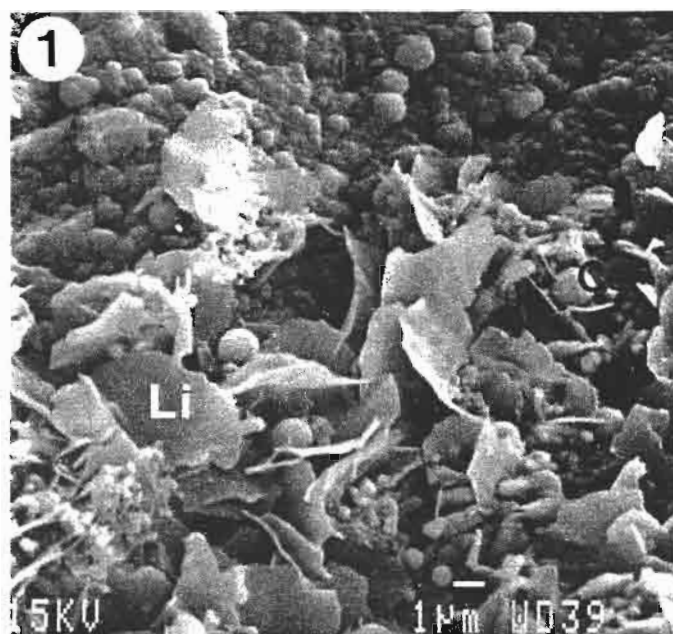


PLANCHE III

Observations au microscope électronique à balayage (MEB) des assemblages minéralogiques constituant les faciès d'altération de l'horizon de saprolite dans le profil du versant boisé.

1 - Développement d'oxyhydroxydes de fer goethitiques (Go) par épitaxie sur les faces (110) des micas reliques altérés (m).

2 - Développement des plaques goethitiques (Go) entre les feuillets des micas reliques altérés (m).

3 - Développement de kaolinites en "accordéons", dérivant de la pseudomorphose de micas (Km) ou d'amphiboles (Ka). Celles dérivant des amphiboles présentent une fine couche d'oxyhydroxydes de fer (ox) mal cristallisés sur leurs faces (010).

4 - Transformation incongruente des plaques kaolinitiques (k) en gibbsite (G).

5 - Développement d'halloysite (Ha) puis de gibbsite (G) dans des sites riches en micas reliques altérés.

PLANCHE III

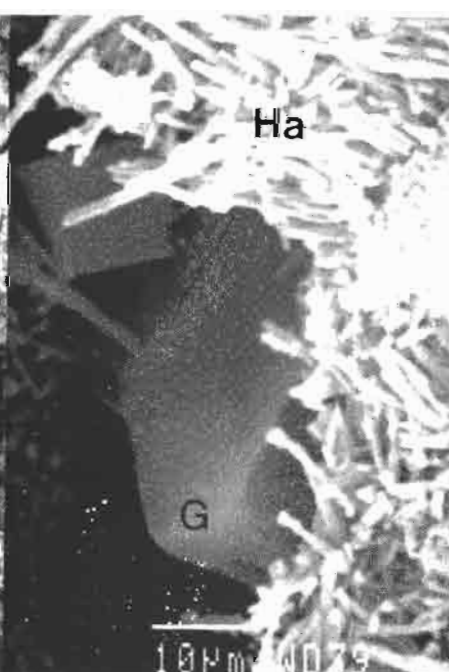
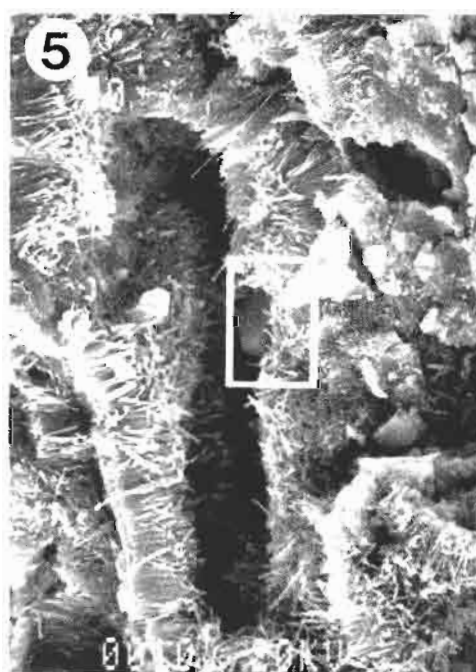
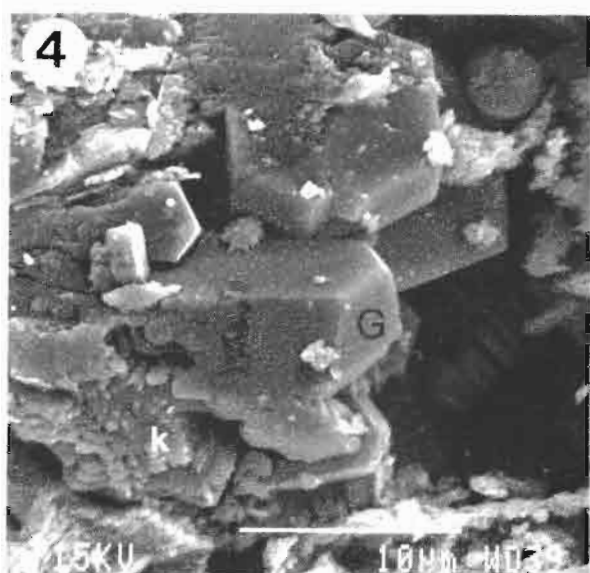
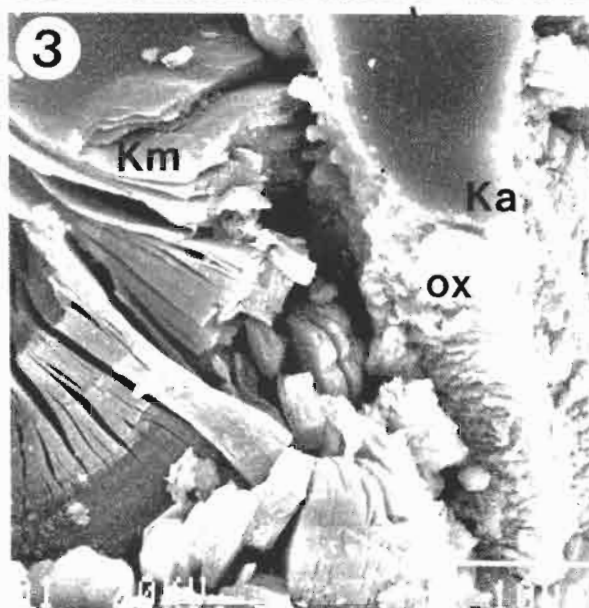
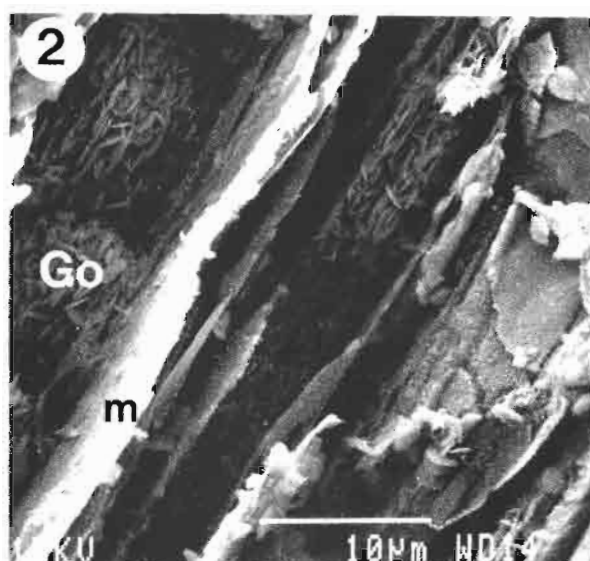
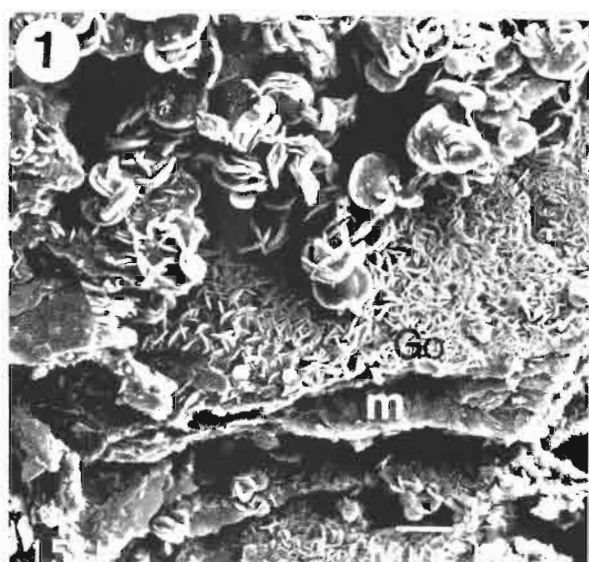


PLANCHE IV

Observations au microscope électronique à balayage (MEB) des assemblages minéralogiques constituant les faciès d'altération du sommet de l'horizon de saprolite (1 à 3), de l'argile tachetée (4 et 5) dans le profil du versant boisé, et de la carapace vermiforme dans le profil du bas-versant.

1 - Développement de gibbsite (G) dans les vacuoles des plasmas ferrugineux à goethite (Go), dans des sites riches en micas reliques altérés (m).

2 - Développement de gibbsite (G) par dissolution incongruente de la kaolinite des assemblages argilo-ferrugineux à kaolinite-goethite (kGo).

3 - Formation de gibbsite secondaire (G), dans des sites riches en micas reliques ferruginisés par une fine couche de goethite (Go).

4 - Transformation incongruente des kaolinites (K) en gibbsite (G), dans les domaines pédoturbés de l'argile tachetée.

5 - Développement d'halloysite (Ha) aux dépens des structures micacées reliques (m) dans les domaines pédoturbés de l'argile tachetée.

6 - Développement d'oxyhydroxydes de manganèse (lithiophorite, Li) dans les vacuoles de la carapace vermiforme.

PLANCHE IV

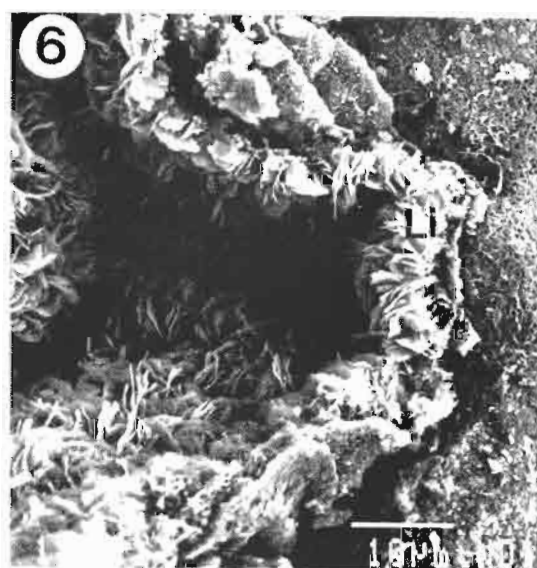
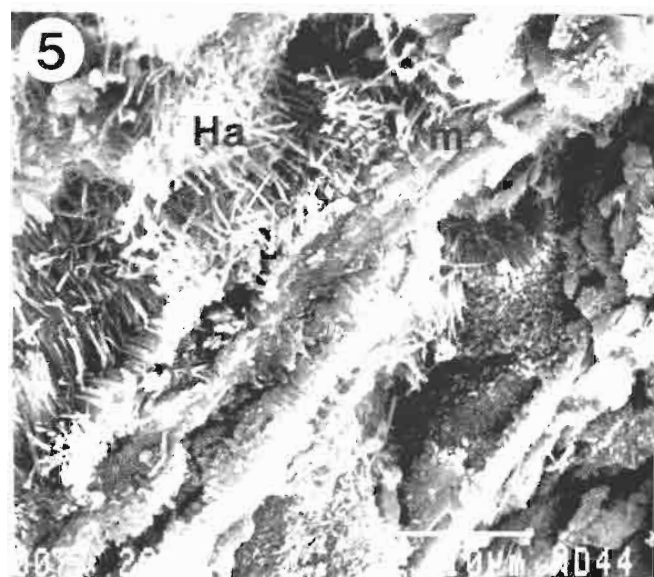
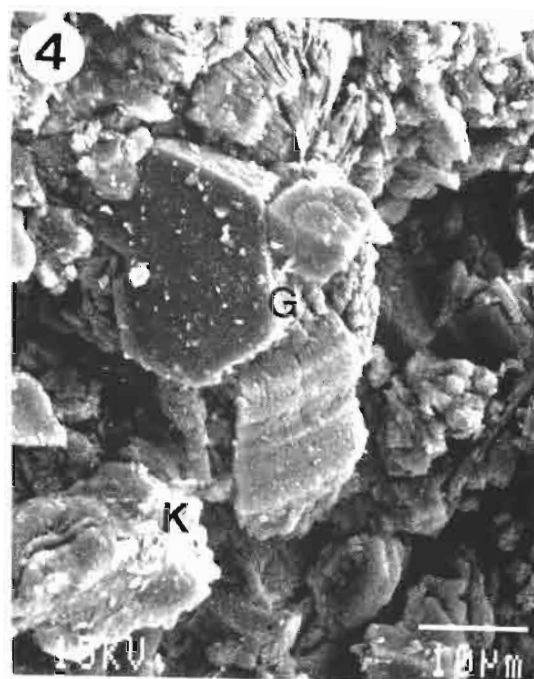
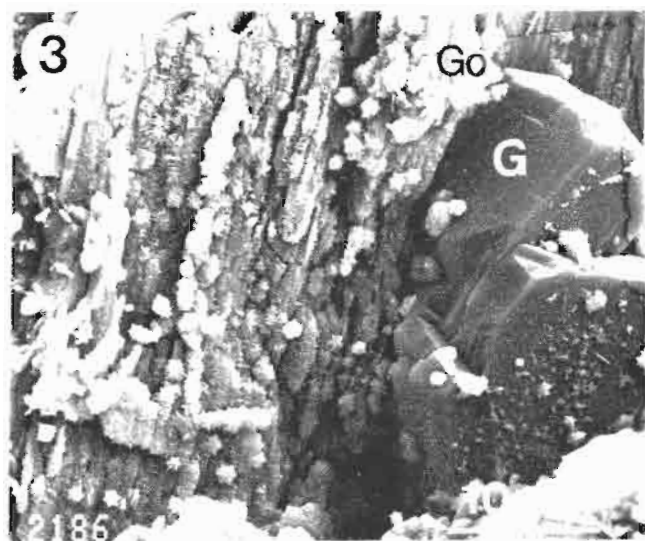
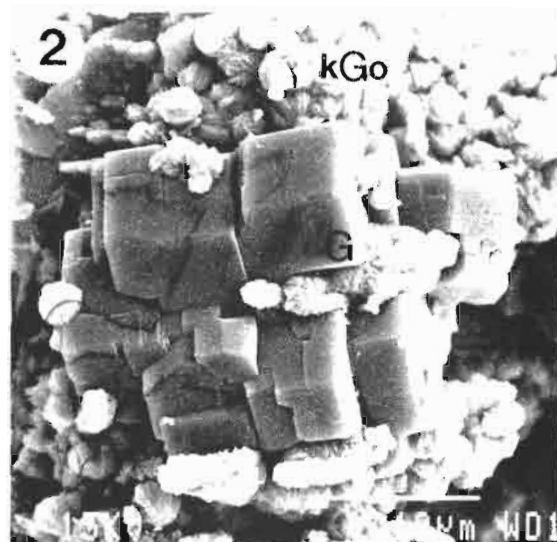
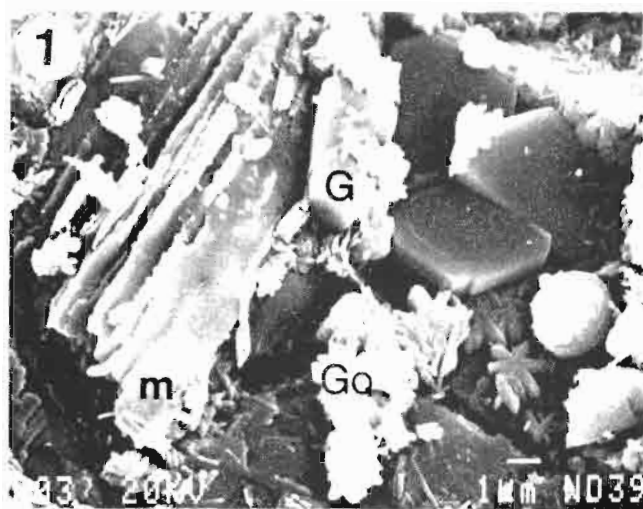


PLANCHE V

Observations au microscope électronique à balayage (MEB) des assemblages minéralogiques constituant les faciès d'altération de la carapace vermiforme (1) et de la cuirasse nodulaire à protopisolithique (2 à 6), dans le profil du bas-versant.

1 - Développement de lithiophorite (Li) dans la carapace vermiforme.

2 - Cristallisations de gibbsite secondaire (G) dans les vacuoles de dissolution des quartz, dans les nodules hématitiques (He) de la cuirasse.

3 - Habitus en "choux fleur", des plasmas hématitiques de recristallisation dans les nodules à cernes de la cuirasse.

4 - Formation de goethite (Go) aux dépens des plasmas nodulaires argilo-ferrugineux à kaolinite-hématite (kHe) au cours des processus d'hydratation, entraînant l'accroissement de la porosité.

5 - Développement de cernes goethitiques (c) périnodulaires. Noter l'espace poral entre le cerne et le domaine nodulaire argilo-ferrugineux à kaolinite-hématite (kHe).

6 - Transformation des plasmas nodulaires argiloferrugineux à kaolinite-hématite (kHe) en goethite (Go) lors de processus de réhydratation, dans les nodules à cernes de la cuirasse.

PLANCHE V

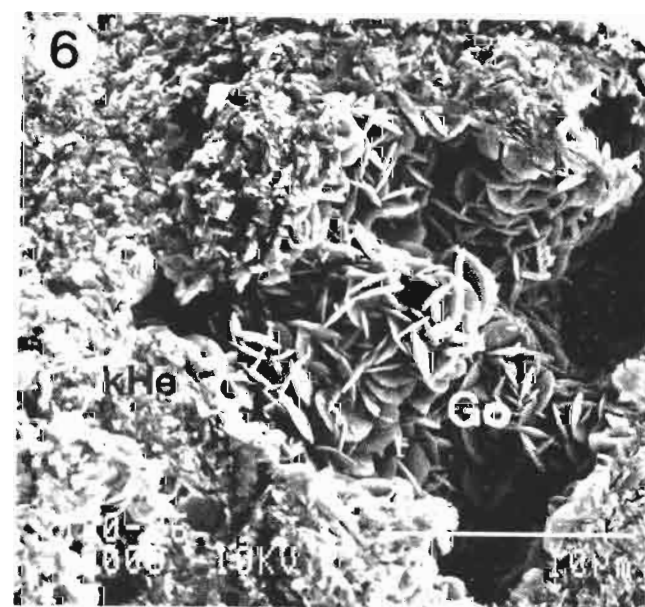
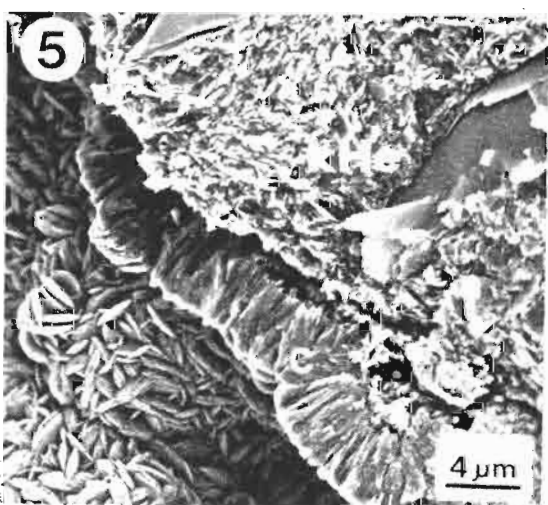
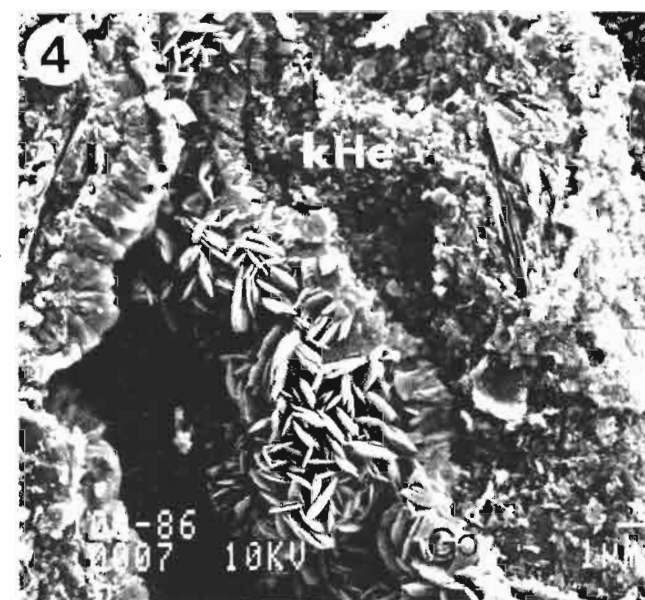
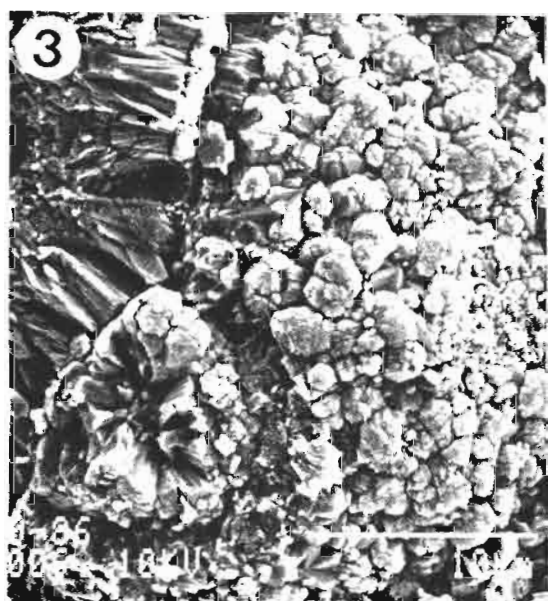
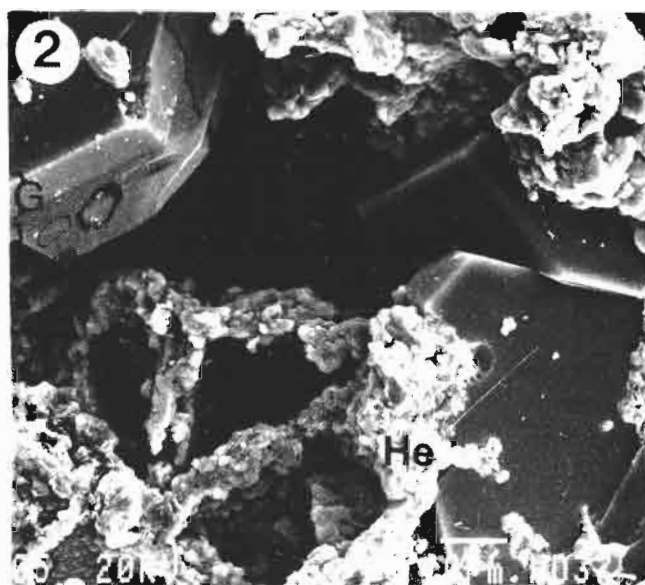
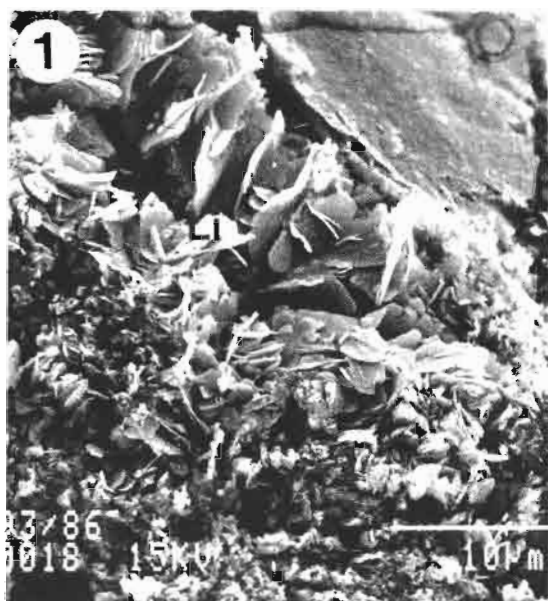


PLANCHE VI

Observations au microscope électronique à balayage (MEB) des habitus pétrographiques, biologiques et minéralogiques constituant les faciès d'altération des profils démantelés sur et autour des haut-plateaux.

1 - Micromorphologie de la matrice argilo-sableuse internodulaire à structure micronodulaire.

2 - Matrice internodulaire pédoturbée renfermant des quartz détritiques (Q).

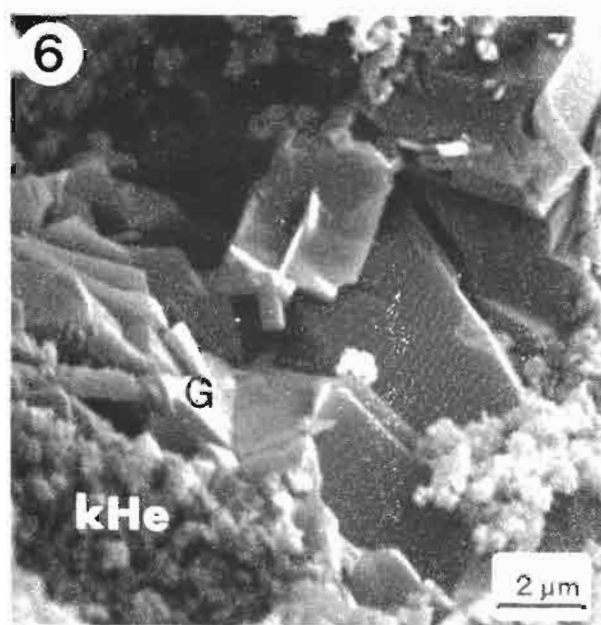
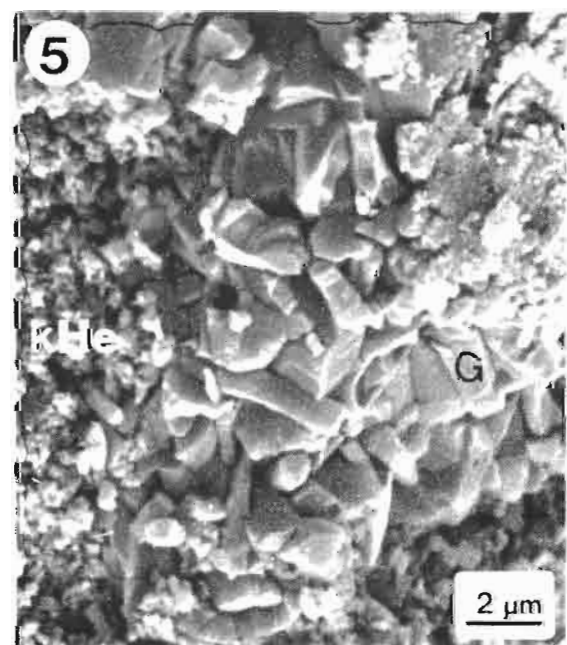
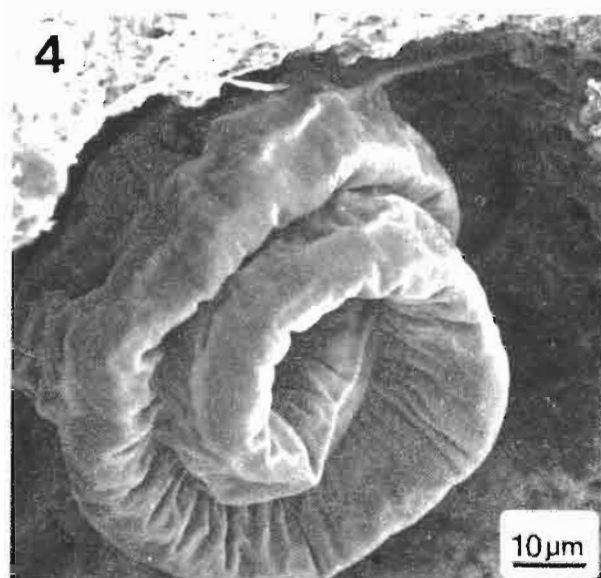
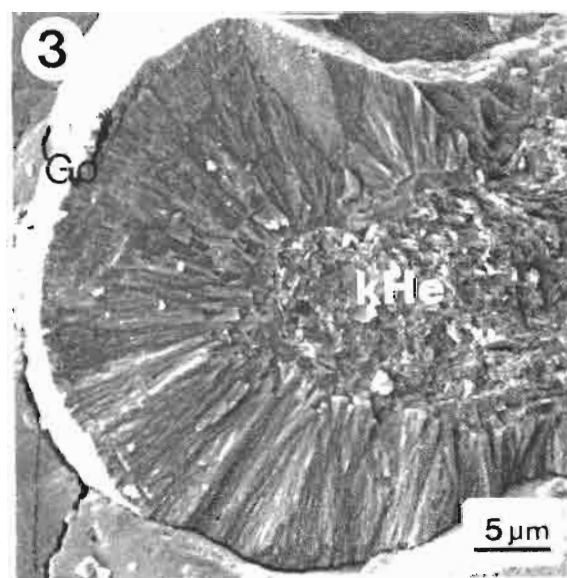
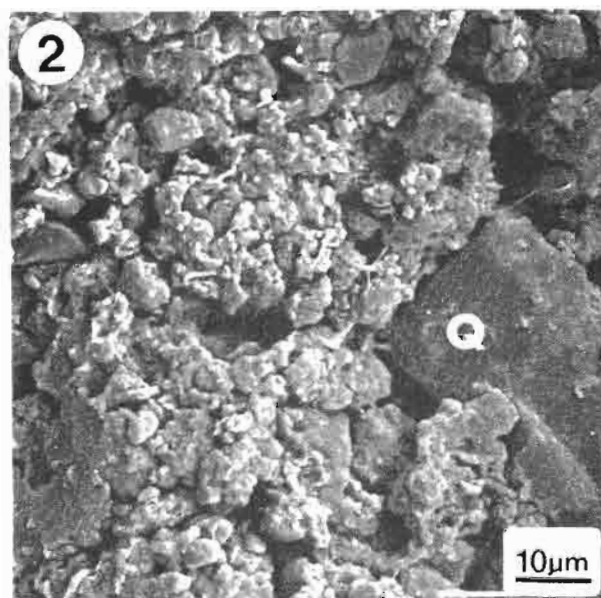
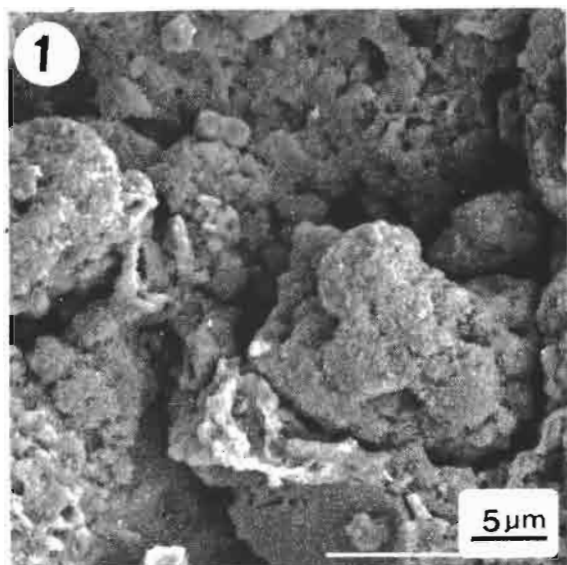
3 - Développement centripète de cernes goethitiques (Go) autour des domaines nodulaires argiloferrugineux à kaolinite-hématite (kHe).

4 - Développement de la porosité dans la matrice à structure micronodulaire dérivant de l'activité biologique des termites.

5 - Formation de plasmas gibbsitiques (G) dans la matrice argiloferrugineuse à structure micronodulaire et à kaolinite-hématite (kHe).

6 - Néoformation de cristaux de gibbsite (G) dans les vacuoles de la matrice à structure micronodulaire à kaolinite-hématite (kHe).

PLANCHE VI



RESUME

La dynamique des paysages cuirassés du Centrafrique, a été étudiée et analysée d'un point de vue morphologique, pétrologique, géochimique et cartographique. La région de Dembia-Zémio, dans le Haut-Mbomou, dans le Sud-Est du Centrafrique a servi de cadre à ce travail, en raison de l'extension du cuirassement, et de la situation de la région, à la lisière de la forêt équatoriale, charnière entre deux grands domaines climatiques, équatorial humide au Sud, et tropical très contrasté au Nord.

Le réseau hydrographique centrafricain et la distribution des linéaments dans notre zone d'étude ont été appréhendés par des méthodes d'analyse fractale. Cette démarche a permis de quantifier et de différencier chaque élément du réseau hydrographique en tant que révélateur et marqueur des différences lithologiques, tectoniques, climatiques et phyto-pédologiques (variations des couvertures végétales ou de sols).

L'étude pétrographique et pétrologique détaillée des profils d'altération cuirassés à l'échelle des assemblages de minéraux et à celle des séquences de profils a permis d'établir des relations d'ordre génétique entre les différents faciès, et d'envisager deux grands processus d'altération latéritique, saprolitisation et ferruginisation. Par ailleurs, on a montré que ces deux processus évoluaient selon deux modes, aggradation et dégradation, en fonction de la situation topographique des profils d'altération considérés, et de la couverture végétale. Une relation d'ordre chronologique entre les deux modes de ferruginisation a pu être mise en évidence en relation avec des changements d'environnements pédoclimatiques.

Le bilan géochimique de l'altération a été estimé, et discuté, par référence au zirconium considéré comme élément invariant lors des mécanismes de saprolitisation et de ferruginisation. Les bilans de l'érosion chimique et mécanique ont été calculés pour l'ensemble du bassin versant du fleuve Oubangui par la mesure des flux de matières solides et dissoutes, reçues des paysages cuirassés et exportés vers le bassin du Congo, dernière étape avant l'océan Atlantique.

Enfin, il a été montré que les cuirasses ferrugineuses devaient être considérées comme des marqueurs paléoclimatiques au même titre que d'autres formations géologiques.

ABSTRACT

Geodynamic paths of Central Africa iron crust-armored landscapes have been addressed in this work. Investigations are based on morphological, petrological, geochemical and spatial distributions data of the Dembia-Zemio area weathering system, which is located in the Haut-Mbomou region, southern Central Africa. Long term tectonic steady-state has led to development of horizontally and vertically extended iron crust systems, which evolve now under tropical contrasted conditions in the northern part. Hence, the Dembia-Zemio iron-crust systems provide an ideal opportunity to study the evolutionary paths of laterites, whose fate is a matter of global public concern because mining and agricultural activity.

Fractal analyses of the hydrographic network and lineaments stresses out that any hydrological network segment surfaces the variations in lithology, tectonic, climate and phyto-pedology conditions which have rules the studied weathering system.

Petrological detailed study has been performed on iron crust profiles at the scale of mineral assemblages as well as at the scale of profile sequences. Established genetic and chronological relationships between iron crust systems emphasize saprolitization and ferruginization as main geochemical processes leading to formation and transformation of laterites. Topographical setting, vegetal cover and pedoclimatic changes control these processes.

Geochemical transfers resulting from saprolitization and ferruginization have been estimated and discussed using formal mass balance principles with zirconium as referring immobile element. By measuring solute and solid transfers from the iron crust-armored landscapes to the Oubangui river system, both chemical and physical denudation rates have been calculated for the whole watershed.

The results given in this work allow us to consider these iron crusts as memory systems which have registered the successive paleogeographical events from Eocene to present time.

THESE

pour l'obtention du Grade de

Docteur de l'Université de POITIERS

(Faculté des Sciences Fondamentales et Appliquées)

(Diplôme National - Arrêté du 23 Novembre 1988)

SPECIALITE : GEOCHIMIE DE LA SURFACE

Présentée par

Anicet BEAUBAIS

**PALEOCLIMATS ET DYNAMIQUE D'UN
PAYSAGE CUIRASSE DU CENTRAFRIQUE**

Morphologie, Pétrologie et Géochimie

(ANNEXES)

Directeur de thèse : Yves TARDY

Soutenue le 20 Décembre 1991 devant la Commission d'Examen

Jury :

MM. TRESCASES J.J.

Président

DUBOIS J.,

HERBILLON A.

Examineurs

TARDY Y.

DECARREAU A.

NAHON D.

Rapporteurs



Ø64GEOCHI
BEA

11 DEC. 1997

F 35558T.2

TABLE DES ANNEXES

1 - METHODES D'ANALYSE ET DE CALCUL.....	1
2 - TABLEAUX D'ANALYSES MICROSONDE DES MINERAUX PARENTAUX (Chapitre. 3).....	7
3 - TABLEAUX D'ANALYSES MICROSONDE DES PLASMAS ET DES MINERAUX D'ALTERATION (Chapitre. 3).....	27
4 - TABLEAUX D'ANALYSES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES FACIES D'ALTERATION (Chapitre. 4).....	49
5 - TABLEAUX DES CALCULS DE BILAN ISO-Zr DANS LES PROFILS D'ALTERATION (Chapitre. 4).....	71
6 - TABLEAUX D'ANALYSES GEOCHIMIQUES ET MINERALOGIQUES (profils de démantèlement ; Chapitre. 6).....	80
7 - TABLEAUX D'ANALYSES GEOCHIMIQUES ET MINERALOGIQUES DES CUIRASSES PRELEVEES EN SURFACE (Chapitre. 7).....	87
8 - TABLEAUX DES MESURES HYDROLOGIQUES DANS LE FLEUVE OUBANGUI A BANGUI (Chapitre. 8).....	99

ANNEXE. 1 - METHODES D'ANALYSE ET DE CALCUL

ANNEXE. 1 - METHODES D'ANALYSE ET DE CALCUL

I - LES ANALYSES CHIMIQUES

Les analyses chimiques des échantillons de puits et de surface ont été faites au Centre de Géochimie de la Surface de Strasbourg par spectrométrie d'émission à plasma (I.C.P) avec une erreur relative (2 σ) de l'ordre de 10% (SAMUEL et al., 1985). Dix éléments majeurs exprimés en % d'oxydes (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Mn₃O₄, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ et P₂O₅) et 17 éléments trace exprimés en ppm (Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, Zn, Cu, Sc, Y, Zr, La, Ce, Eu, Yb, Lu et Nb), ont été dosés.

II - LES ANALYSES CHIMIQUES A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE

La composition chimique des plasmas et des minéraux d'altération a été déterminée à la microsonde électronique sur lames minces polies. Les analyses ont été réalisées au Service d'Analyse CAMPARIS de l'Université Pierre et Marie Curie à Paris, sur une microsonde CAMECA SX-50. 16 éléments ont été analysés (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Ba, Cr, Cu, Zr, La et Ce). L'ordre de grandeur des seuils de détection est inférieur ou égal à 50 ppm pour les éléments de transition, et de 100 ppm pour les autres éléments. Par ailleurs, le temps de comptage est de 10 secondes pour tous les éléments.

III - ESTIMATION DE LA COMPOSITION MINERALOGIQUE

Les analyses minéralogiques ont été réalisées par diffractométrie des rayons X sur poudre d'échantillon broyé et tamisé à 125 μ m. Les minéraux identifiés sur les spectres sont le quartz, la kaolinite, la goethite, l'hématite, la gibbsite, et éventuellement des micas de type phengite à la base de certains profils d'altération. Plus rarement, on a décelé des traces de boehmite.

Les proportions des minéraux ont été estimées semi-quantitativement par un calcul combinant la mesure de la hauteur des raies de diffraction de chaque minéral, et le calcul normatif à partir des analyses chimiques.

Minéraux	Pics mesurés	Coef. correction	Teneur
Quartz	3.33 A	1	XQ
Kaolinite	7.10 A	7	XK
Goethite	4.18 A	3	XG
Hématite	2.70 A	3	XH
Gibbsite	2.85 A	2.5	XGi

TABLEAU. 1 - Coefficients d'étalonnage appliqués aux mesures de hauteurs de pics pour les principaux minéraux constitutifs des faciès d'altération dans les profils latéritiques (d'après MAZALTARIM, 1989).

La mesure faite sur la hauteur des pics principaux des minéraux (tableau. 1) est corrigée d'un coefficient d'étalonnage empirique.

Le pic de l'hématite (2,70 Å) a été corrigé de l'interférence du pic de la goethite (2,69 Å), qui représente environ 30 % du pic principal à 4,18 Å, d'après la fiche ASTM.

Cette méthode reste cependant trop qualitative, car les résultats des mesures faites sur les pics dépendent de la validité des coefficients employés et de la cristallinité des minéraux, notamment pour la kaolinite. Par conséquent les résultats obtenus sont nuancés par ceux obtenus par le calcul normatif à partir des analyses chimiques plus précises. Les diagrammes de diffraction RX servent à identifier tous les minéraux contenus dans un échantillon donné, et le rapport $goethite_{(RX)} / hématite_{(RX)}$ est utilisé pour évaluer la proportion de ces deux minéraux à partir de plusieurs systèmes d'équations dépendant du nombre de minéraux dans l'échantillon (MAZALTARIM, 1989).

Les systèmes d'équations utilisés sont les suivants.

Dans le cas où les faciès d'altération sont dépourvus de gibbsite ou boehmite :

$$\begin{aligned} \text{Kaolinite} &= Al_2O_3 / 0,395 \\ \text{Quartz} &= SiO_2 - 0,465 \text{ Kaolinite} \\ \text{Goethite} &= RGH_{(RX)} \cdot \text{Hématite} \\ \text{Hématite} &= Fe_2O_3 / (1 + 0,9RGH_{(RX)}) \end{aligned}$$

$RGH_{(RX)}$ correspond au rapport des pourcentages pondéraux de la goethite sur l'hématite estimés par diffraction RX et exprimé en poids d'oxydes.

Dans le cas, fréquent dans le Haut-Mbomou, où les faciès d'altération contiennent de la gibbsite, on est contraint de prendre pour le quartz la valeur estimée sur les spectres de diffraction RX. Par ailleurs on ne tient pas compte des substitutions d'aluminium dans les oxyhydroxydes de fer.

$$\begin{aligned} \text{Quartz} &= Quartz_{(RX)} \\ \text{Kaolinite} &= (SiO_2 - Quartz_{(RX)}) / 0,465 \\ \text{Gibbsite} &= (Al_2O_3 - 0,395 \text{ Kaolinite}) / 0,654 \\ \text{Goethite} &= RGH_{(RX)} \cdot \text{Hématite} \\ \text{Hématite} &= Fe_2O_3 / (1 + 0,9RGH_{(RX)}) \end{aligned}$$

Enfin, dans le cas, rare dans le Haut-Mbomou, où les échantillons renferment de la boehmite, on utilise comme pour les oxyhydroxydes de fer, le rapport $RBGi_{(RX)}$.

$$\begin{aligned} \text{Quartz} &= Quartz_{(RX)} \\ \text{Kaolinite} &= (SiO_2 - Quartz_{(RX)}) / 0,465 \\ \text{Gibbsite} &= (Al_2O_3 - 0,395 \text{ Kaolinite}) / (0,654 + 0,769 RBGi_{(RX)}) \\ \text{Boehmite} &= RBGi_{(RX)} \cdot \text{Gibbsite} \\ \text{Goethite} &= RGH_{(RX)} \cdot \text{Hématite} \\ \text{Hématite} &= Fe_2O_3 / (1 + 0,9RGH_{(RX)}) \end{aligned}$$

IV - ESTIMATION DU TAUX DE SUBSTITUTION EN ALUMINIUM ET DU DOMAINE COHERENT DES OXYHYDROXYDES DE FER

A - Estimation du taux de substitution dans les goethites

Le Taux de substitution dans les goethites a été estimé par deux méthodes, selon THIEL (1963) qui considère que la loi de Végard (corrélation entre la variation des distances réticulaires et le taux de substitution) est vérifiée, ou selon SCHULZE (1982)

qui a montré une corrélation entre les variations du paramètre c et le taux de substitution en moles d'AlO(OH).

Dans le premier cas, le minéral alumineux isomorphe de la goethite est le diaspoire. Le pourcentage de moles d'AlO(OH) (R_X) dans le réseau de la goethite est calculé par l'équation suivante :

$$\% \text{ moles AlO(OH)} = \frac{d_{(hkl)} \text{ goethite} - d_{(hkl)} \text{ Al-goethite}}{d_{(hkl)} \text{ goethite} - d_{(hkl)} \text{ diaspoire}}$$

On utilise généralement les raies (110) et (111) (NORRISH et TAYLOR, 1961).

Dans le second cas, le paramètre c est calculé d'après l'équation :

$$c = (1/d^2_{(111)} - 1/d^2_{(110)})^{-1/2}$$

Puis on estime le pourcentage de mole d'AlO(OH) par les équations suivantes (SCHULZE, 1984) :

$$\% \text{ AlO(OH)} = 1730 - 572 c \text{ avec } n = 81 \text{ et } r^2 = 0,96$$

$$\% \text{ AlO(OH)} = 2086 - 850,7 d_{(111)} \text{ avec } n = 81 \text{ et } r^2 = 0,96$$

B - Estimation du taux de substitution dans les hématites

Dans le cas des hématites, la loi de Végard n'est pas vérifiée (PERINET et LAFOND, 1972).

On a, par conséquent, choisi de calculer le taux de substitution à partir des variations du paramètre a , d'après l'équation établie par SCHWERTMANN et KAMPF (1985) :

$$\% \text{ mole Al} = 3109 - 617,1 a \text{ (} r^2 = 0,92 \text{)}$$

Le paramètre a est estimé à partir de $d_{(110)}$ et $d_{(300)}$

Par ailleurs on a utilisé un programme d'affinement statistique de paramètres cristallins pour estimer les valeurs des paramètres de mailles des goethites et des hématites.

Pour cela, on utilise plusieurs raies de diffractions mesurées et corrigées par rapport à la raie (110) du quartz qui nous sert d'étalon pour caler les raies. Les conditions de passage des échantillons au diffractomètre RX sont les suivantes : balayage de 2° à 80° et temps de comptage de 10 s pour $0,04^\circ$.

C - Estimation du domaine cohérent des oxyhydroxydes de fer

Le calcul de l'épaisseur du domaine cohérent des oxyhydroxydes de fer donne des informations sur leur cristallinité, en quelque sorte sur la régularité de leur réseau cristallin. Ce calcul s'applique à des cristaux dont la taille est comprise entre 10 et 1000 Å.

La diffraction des rayons X sur les plans ne se fait pas sur un angle déterminé mais plutôt dans un secteur angulaire qui décrit finalement la taille apparente des cristallites.

L'épaisseur du domaine cohérent est calculé par la formule de SCHERRER (in GUINIER, 1956) :

$$\delta (2\theta) = \Gamma / L \cos \theta$$

δ (2θ) : largeur de la raie à mi-hauteur (rd)
 θ : angle de réfraction
 L : épaisseur moyenne du domaine cohérent (Å)
 Γ : longueur d'onde utilisée

Les diagrammes de diffraction RX utilisés sont les mêmes que pour les calculs de paramètres de maille.

Pour les goethites les calculs ont porté sur la largeur à mi-hauteur des raies (110) et (111), et pour les hématites sur la raie (110).

V - LES CALCULS NORMATIFS A PARTIR DES ANALYSES DE MICROSONDE

Les calculs normatifs réalisés à partir des données de microsonde ont permis d'estimer la proportion de chaque espèce minérale dans les plasmas d'altération qui apparaissent en général comme des mélanges de phases (par exemple kaolinite et oxyhydroxydes de fer).

La méthode employée ici est celle expérimentée par J.P. AMBROSI (1984).

On considère les teneurs en silice (SiO_2), alumine (Al_2O_3) et fer (Fe_2O_3), converties en moles :

nombre de moles de silicium = % poids SiO_2 / 60 = $\text{Si}_{(\text{total})}$

nombre de moles d'aluminium = % poids Al_2O_3 / 51 = $\text{Al}_{(\text{total})}$

nombre de moles de fer = % poids Fe_2O_3 / 80 = $\text{Fe}_{(\text{total})}$

En l'absence de quartz ou d'autres phases minérales, le calcul normatif consiste à évaluer les proportions de kaolinite et d'oxyhydroxydes de fer. Par ailleurs on tient compte des substitutions, en fer dans les kaolinites, et en Al dans les oxyhydroxydes de fer.

1 - Cas où $\text{Al}_{(\text{total})} > \text{Si}_{(\text{total})}$:

l'excédent d'aluminium est incorporé dans l'hématite ou la goethite. Toutefois, le taux de substitution calculé à partir du déplacement des pics principaux de chacune des phases ferrifères permet de contrôler la quantité d'aluminium substitué. Ainsi, lorsque les quantités d'aluminium sont très fortement excédentaires, une partie de l'aluminium correspond à la présence de gibbsite.

Quoi qu'il en soit :

$$\text{Al}_{(\text{kaolinite})} = \text{Si}_{(\text{total})}$$

$$\text{Al}_{(\text{restant})} = \text{Al}_{(\text{total})} - \text{Al}_{(\text{kaolinite})}$$

le nombre de moles de kaolinite est égal à :

$$\text{Si}_{(\text{total})}/2 = \text{Al}_{(\text{kaolinite})}/2$$

Le nombre de moles d'hématite est égal à :

$$\text{Fe}_{(\text{total})} + \text{Al}_{(\text{restant})}/2$$

De même, le nombre de moles de goethite est égal à :

$$Fe_{(total)} + Al_{(restant)}$$

Par ailleurs, le taux de substitution en aluminium est estimé :

$Al_{(restant)}/Fe_{(total)} + Al_{(restant)}$ que l'on exprime soit en % de moles, soit en % d'ions Al^{3+} .

D'autre part le pourcentage de moles de kaolinite est égal à :

$\% \text{ moles kaolinite} = 100 (\text{nbre moles kaol}) / (\text{nbre moles kaol} + \text{nbre moles oxy-hydroxydes de fer})$

2 - Cas où $Al_{(total)} < Si_{(total)}$

L'excédent de silicium correspond soit à l'incorporation de fer dans la kaolinite, soit à de la silice libre.

$$Si_{(total)} = Al_{(total)} + Fe_{(kaolinite)}$$

$$Fe_{(restant)} = Fe_{(total)} - Fe_{(kaolinite)}$$

le nombre de moles de kaolinite ferrifère est égal à :

$$Si_{(total)}/2 = Al + Fe_{(kaolinite)}/2$$

Le taux de substitution en fer dans la kaolinite est calculé par :

$$Fe_{(kaolinite)}/Al_{(total)} + Fe_{(kaolinite)}$$

Le nombre de moles d'hématite est égal à : $Fe_{(restant)}/2$

De même, le nombre de goethite est égal à : $Fe_{(restant)}$

Dans ce cas, les deux sont sans aluminium substitué.

Le pourcentage de mole de kaolinite est calculé comme dans le premier cas.

**ANNEXE. 2 - TABLEAUX D'ANALYSES MICROSONDE DES
MINERAUX PARENTAUX (Chapitre. 3)**

Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	moy.	s
Cations											
Si	6,346	6,246	6,375	6,294	6,362	6,318	6,409	6,398	6,481	6,359	0,069
Al	1,654	1,754	1,625	1,706	1,638	1,682	1,591	1,602	1,519	1,641	0,069
Al	1,078	1,049	1,050	0,983	1,088	1,089	1,091	1,094	1,103	1,069	0,038
Ti	0,060	0,080	0,065	0,059	0,071	0,084	0,066	0,060	0,051	0,066	0,011
Fe2+	1,938	1,977	1,980	2,009	1,882	1,965	1,927	1,912	1,831	1,936	0,055
Mg	2,026	1,979	1,959	2,055	2,021	1,951	1,978	2,016	2,053	2,004	0,039
Mn2+	0,018	0,025	0,024	0,015	0,028	0,016	0,020	0,013	0,022	0,020	0,005
Total	5,120	5,110	5,078	5,121	5,094	5,105	5,082	5,095	5,060	5,096	0,020
Ca	1,713	1,769	1,770	1,790	1,718	1,725	1,725	1,690	1,711	1,735	0,034
Na	0,705	0,684	0,651	0,687	0,697	0,671	0,661	0,717	0,679	0,684	0,021
K	0,085	0,105	0,099	0,096	0,094	0,095	0,097	0,097	0,092	0,096	0,005
Total	2,503	2,558	2,520	2,573	2,509	2,491	2,483	2,504	2,482	2,514	0,032

TABLEAU. 3 - Formules structurales calculées sur 23 oxygènes d'amphiboles de type hornblende- dans une amphibolite schisteuse (moy. : moyenne ; s : écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	6	8	9	moy.	s
cations										
Si	6,340	6,596	6,520	6,681	6,520	6,547	6,535	6,540	6,563	0,095
Al	1,660	1,404	1,480	1,319	1,480	1,453	1,465	1,460	1,437	0,095
Al	0,994	0,953	0,846	0,798	0,841	0,885	0,879	0,875	0,868	0,063
Ti	0,031	0,046	0,040	0,033	0,037	0,044	0,037	0,040	0,040	0,005
Fe2+	2,686	2,470	2,520	2,412	2,620	2,483	2,485	2,494	2,498	0,089
Mg	1,354	1,553	1,663	1,769	1,602	1,598	1,657	1,694	1,648	0,123
Mn2+	0,031	0,022	0,034	0,025	0,034	0,025	0,042	0,027	0,030	0,007
Total	5,096	5,044	5,103	5,037	5,134	5,035	5,100	5,130	5,083	0,041
Ca	1,689	1,688	1,732	1,761	1,661	1,735	1,723	1,655	1,708	0,038
Na	0,898	0,767	0,764	0,757	0,851	0,777	0,753	0,819	0,784	0,053
K	0,131	0,129	0,120	0,103	0,124	0,138	0,114	0,113	0,120	0,011
Total	2,718	2,584	2,616	2,621	2,636	2,650	2,590	2,587	2,612	0,044

TABLEAU. 4 - Composition chimique d'amphiboles de type hornblende dans une dolérite
(moy. : moyenne ; s : écart type).

Analyses	1	2	3	moy.
Cations				
Si	6,831	6,869	6,897	6,866
Al	1,169	1,131	1,103	1,134
Al	0,766	0,730	0,636	0,711
Ti	0,046	0,036	0,043	0,042
Fe2+	2,235	2,254	2,462	2,317
Mg	1,980	2,011	1,957	1,983
Mn2+	0,027	0,043	0,056	0,042
Total	5,054	5,074	5,154	5,094
Ca	1,692	1,669	1,654	1,672
Na	0,720	0,743	0,684	0,716
K	0,101	0,102	0,077	0,093
Total	2,513	2,514	2,415	2,481

TABLEAU. 5 - Composition chimique des amphiboles de composition intermédiaire entre édénite et hornblende dans une épidotite (moy.: moyenne).

Analyses	1	2	3	4	moy.
Cations					
Si	6,808	6,816	6,606	6,508	6,743
Al	1,192	1,184	1,394	1,492	1,257
Al	0,895	1,014	1,058	1,074	0,989
Ti	0,033	0,006	0,044	0,067	0,028
Fe2+	2,084	2,096	2,124	2,117	2,101
Mg	2,067	1,972	1,851	1,759	1,963
Mn2+	0,024	0,041	0,031	0,013	0,032
Total	5,103	5,129	5,108	5,030	5,113
Ca	1,697	1,802	1,662	1,726	1,720
Na	0,562	0,254	0,591	0,653	0,469
K	0,072	0,047	0,116	0,118	0,078
Total	2,331	2,103	2,369	2,497	2,268

TABLEAU. 6 - Composition chimique des amphiboles d'ouralitisation dans une amphibolite schisteuse atérée (moy. : moyenne ; s : écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	moy.	s
Cations							
Si	7,791	7,665	7,729	7,604	7,623	7,682	0,077
Al	0,209	0,335	0,271	0,396	0,377	0,318	0,077
Al	0,430	0,321	0,323	0,234	0,257	0,313	0,068
Ti	0,041	0,036	0,017	0,060	0,038	0,038	0,015
Cr3+	0,008	0,015	0,016	0,011	0,026	0,015	0,007
Fe2+	1,588	1,626	1,593	1,637	1,653	1,619	0,028
Mg	2,920	3,080	3,080	3,045	3,100	3,045	0,073
Mn2+	0,010	0,018	0,024	0,034	0,045	0,026	0,014
Cu	0,000	0,014	0,010	0,013	0,018	0,011	0,007
Total	4,997	5,110	5,063	5,034	5,137	5,068	0,056
Ca	1,744	1,769	1,792	1,879	1,782	1,793	0,051
Na	0,197	0,159	0,177	0,198	0,175	0,181	0,016
K	0,010	0,010	0,010	0,010	0,004	0,009	0,003
Total	1,951	1,938	1,979	2,087	1,961	1,983	0,060

TABLEAU. 7 - Composition chimique des amphiboles de type actinolite dans une amphibole schisteuse altérée (moy.: moyenne s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	moy.	s
Cations											
Si	2,956	2,979	2,984	2,992	2,981	2,997	3,013	2,982	2,982	2,985	0,015
Al	1,024	1,013	1,003	1,001	1,013	0,996	0,972	1,016	1,015	1,006	0,015
Fe3+	0,013	0,004	0,007	0,004	0,005	0,003	0,004	0,000	0,001	0,005	0,004
Ca	0,047	0,019	0,012	0,008	0,014	0,011	0,013	0,013	0,020	0,017	0,012
Na	0,960	0,990	0,998	0,997	0,985	0,985	0,993	0,994	0,973	0,986	0,012
K	0,000	0,003	0,002	0,000	0,003	0,000	0,001	0,003	0,003	0,002	0,001
Ba	0,005	0,000	0,004	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,004	0,002	0,002
% An.	5,0	2,0	1,2	0,8	1,4	1,1	1,3	1,3	2,0	1,7	1,3
% Alb.	95,0	97,8	98,6	99,2	98,3	98,9	98,6	98,4	97,7	98,1	1,2
% Or.	0,0	0,2	0,2	0,0	0,3	0,0	0,1	0,3	0,3	0,2	0,1

TABLEAU. 8 - Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes des plagioclases de l'assemblage amphiboles + feldspaths dans la dolérite (An.: anorthite; Alb.: albite; Or.: orthose; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	6	7	moy.	s
Cations									
Si	2,969	2,967	2,965	2,977	2,960	2,980	2,967	2,969	0,007
Ti	0,004	0,001	0,000	0,000	0,007	0,002	0,002	0,002	0,002
Zr	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000
Al	1,005	1,020	1,015	1,007	1,014	1,001	0,994	1,008	0,009
Fe3+	0,004	0,000	0,004	0,002	0,009	0,007	0,009	0,005	0,003
Cu	0,002	0,000	0,002	0,005	0,001	0,004	0,001	0,002	0,002
Ca	0,011	0,018	0,010	0,007	0,024	0,009	0,019	0,014	0,006
Na	1,048	1,029	1,045	1,038	1,009	1,013	1,066	1,035	0,020
K	0,005	0,002	0,002	0,001	0,004	0,006	0,003	0,003	0,002
% An.	1,0	1,7	0,9	0,7	2,3	0,9	1,7	1,3	0,6
% Alb.	98,5	98,0	98,9	99,2	97,3	98,5	98,0	98,4	0,6
% Or.	0,5	0,3	0,2	0,1	0,4	0,6	0,3	0,3	0,2

TABLEAU. 9 - Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes des feldspaths dans une amphibolite schisteuse altérée (An.: anorthite; Alb.: albite; Or.: orthose; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	moy.
Cations					
Si	3,039	3,039	3,053	3,039	3,043
Al	2,045	2,201	2,074	2,079	2,100
Ti	0,000	0,004	0,004	0,003	0,003
Fe ³⁺	0,853	0,714	0,839	0,843	0,812
Mn ²⁺	0,005	0,007	0,013	0,001	0,007
Ca	2,069	2,048	2,003	2,032	2,038
PS	0,29	0,25	0,29	0,29	0,28

TABLEAU. 10 - Formules structurales calculées sur la base de 12.5 oxygènes des pistachites d'une épidotite (PS: (Fe³⁺ + Mn²⁺) / (Fe³⁺ + Al³⁺ + Mn³⁺); moy.: moyenne).

Analyses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	moy.	s
Cations												
Si	3,050	3,022	3,045	3,020	3,057	3,033	3,035	3,037	3,035	3,012	3,035	0,014
Al	2,411	2,412	2,375	2,390	2,439	2,378	2,399	2,422	2,427	2,428	2,408	0,022
Ti	0,007	0,010	0,007	0,007	0,004	0,006	0,000	0,005	0,010	0,005	0,006	0,003
Fe3+	0,518	0,531	0,550	0,537	0,512	0,566	0,548	0,535	0,520	0,538	0,536	0,016
Mg	0,007	0,008	0,012	0,010	0,006	0,005	0,004	0,008	0,008	0,006	0,007	0,002
Mn2+	0,016	0,014	0,007	0,015	0,007	0,003	0,010	0,009	0,005	0,010	0,009	0,004
Ca	1,970	1,994	1,981	2,014	1,929	1,989	1,987	1,953	1,966	1,979	1,976	0,023
PS	0,18	0,18	0,19	0,19	0,17	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,01

TABLEAU. 11 - Formules structurales calculées sur la base de 12,5 oxygènes des épidotes automorphes dans l'amphibolite schisteuse (PS: $(\text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{2+}) / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Mn}^{3+})$; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	5	5	moy.	s
Cations							
Si	3,037	3,047	3,036	3,186	3,016	3,064	0,069
Al	2,292	2,372	2,277	2,239	2,305	2,297	0,049
Ti	0,004	0,005	0,003	0,001	0,010	0,005	0,003
Fe3+	0,630	0,561	0,651	0,572	0,671	0,617	0,048
Mg	0,001	0,001	0,002	0,002	0,004	0,002	0,001
Mn2+	0,018	0,018	0,015	0,011	0,005	0,013	0,006
Cu	0,004	0,008	0,006	0,004	0,004	0,005	0,002
Ca	2,016	1,967	2,006	1,775	1,970	1,947	0,098
Na	0,000	0,002	0,003	0,213	0,005	0,045	0,094
PS	0,22	0,20	0,23	0,21	0,23	0,21	0,01

TABLEAU. 12 - Formules structurales calculées sur 12.5 oxygènes des zoïsites de saussuritisation des plagioclases dans la dolérite (PS: $(Fe^{+} + Mn^{2+}) / (Fe^{3+} + Al^{3+} + Mn^{3+})$; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	moy.	s
Cations							
Si	3,162	3,048	3,032	3,046	3,064	3,070	0,052
Al	2,328	2,608	2,446	2,216	2,555	2,431	0,161
Ti	0,003	0,014	0,009	0,000	0,020	0,009	0,008
Zr	0,001	0,005	0,004	0,008	0,004	0,004	0,003
Fe3+	0,491	0,338	0,525	0,754	0,375	0,497	0,164
Mg	0,169	0,000	0,000	0,004	0,002	0,035	0,075
Mn2+	0,006	0,009	0,010	0,008	0,014	0,009	0,003
Ca	1,749	1,937	1,941	1,924	1,913	1,893	0,081
Na	0,033	0,002	0,003	0,000	0,000	0,008	0,014
PS	0,18	0,12	0,18	0,25	0,13	0,17	0,05

TABLEAU. 13 - Variations de la composition chimique d'un cristal d'épidote zonée dans une amphibolite schisteuse altérée (PS: $(\text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{2+}) / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Mn}^{3+})$; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	moy.	s
Cations													
Si	3,088	3,074	3,070	3,084	3,123	3,074	3,043	2,932	3,072	3,090	3,080	3,066	0,048
Al	2,566	2,320	2,335	2,637	2,533	2,786	2,778	2,536	2,777	2,444	2,688	2,582	0,169
Ti	0,014	0,001	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,013	0,000	0,002	0,000	0,005	0,005
Fe3+	0,360	0,601	0,577	0,275	0,372	0,174	0,224	0,417	0,215	0,486	0,261	0,360	0,147
Mg	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000	0,009	0,006	0,012	0,005	0,005	0,008	0,005	0,004
Mn2+	0,002	0,001	0,004	0,008	0,005	0,007	0,001	0,000	0,004	0,014	0,007	0,005	0,004
Ca	1,901	1,965	1,977	1,940	1,881	1,880	1,887	2,141	1,852	1,899	1,899	1,929	0,080
Na	0,000	0,002	0,002	0,005	0,000	0,009	0,000	0,008	0,002	0,000	0,002	0,003	0,003
PS	0,12	0,21	0,20	0,10	0,13	0,06	0,07	0,14	0,07	0,17	0,09	0,12	0,05

TABLEAU. 14 - Formules structurales calculées sur 12,5 oxygènes des épidotes de saussuritisation dans une amphibolite schisteuse altérée (PS: $(\text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{2+}) / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Mn}^{3+})$; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	moy.	s
Cations							
Si	3,053	3,051	3,033	3,055	3,058	3,050	0,010
Al	2,566	2,393	2,589	2,440	2,229	2,443	0,146
Ti	0,002	0,004	0,009	0,017	0,008	0,008	0,006
Fe ³⁺	0,364	0,527	0,389	0,456	0,738	0,495	0,150
Mn ²⁺	0,001	0,006	0,011	0,003	0,005	0,005	0,004
Ca	1,980	1,997	1,945	1,999	1,910	1,966	0,038
Ba	0,005	0,000	0,005	0,012	0,006	0,006	0,004
PS	0,12	0,18	0,13	0,16	0,25	0,17	0,05

TABLEAU. 15 - Formules structurales calculées sur 12,5 oxygènes des épidotes automorphes dans une amphibolite schisteuse altérée (PS: $(\text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{2+}) / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Mn}^{3+})$; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	6	moy.	s
Cations								
Si	2,991	3,056	3,046	3,009	3,039	3,050	3,032	0,026
Al	1,964	1,974	1,968	1,971	1,966	1,965	1,968	0,004
Ti	0,002	0,003	0,011	0,005	0,007	0,001	0,005	0,004
Fe2+	1,867	1,745	1,745	1,825	1,794	1,741	1,786	0,052
Mg	0,402	0,431	0,345	0,391	0,385	0,422	0,396	0,031
Ca	0,574	0,578	0,556	0,566	0,546	0,580	0,567	0,013
Mn2+	0,225	0,166	0,287	0,234	0,235	0,209	0,226	0,039
% Alm.	61,0	59,0	59,5	60,5	61,0	59,0	60,0	0,9
% Pyr.	13,0	15,0	12,0	13,0	13,0	14,0	13,0	1,0
% Gro.	19,0	20,0	19,0	18,5	18,5	20,0	19,0	0,7
% Spe.	7,0	6,0	9,5	8,0	7,5	7,0	8,0	1,2

TABLEAU. 16 - Formules structurales calculées sur 12 oxygènes des grenats dans une amphibolite schisteuse (Alm.: almandin; Pyr.: pyrope; Gro.: grossulaire; Spe.: spessartite; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	6	7	moy.	s
Cations									
Si	3,013	3,036	3,058	3,155	3,181	3,165	3,051	3,094	0,070
Al	2,005	1,975	1,931	1,965	1,955	1,965	1,962	1,965	0,022
Ti	0,011	0,004	0,020	0,010	0,009	0,002	0,000	0,008	0,007
Fe2+	1,571	1,587	1,587	1,418	1,425	1,417	1,563	1,510	0,084
Mg	0,123	0,123	0,120	0,135	0,114	0,131	0,117	0,123	0,007
Ca	0,913	0,919	0,900	0,856	0,818	0,828	0,895	0,876	0,041
Mn2+	0,337	0,329	0,340	0,313	0,330	0,340	0,379	0,338	0,020
% Alm.	53,0	54,0	54,0	52,0	53,0	52,0	53,0	53,0	0,8
% Pyr.	4,0	4,0	4,0	5,0	4,0	5,0	4,0	4,0	0,5
% Gro.	31,0	31,0	30,5	31,5	30,5	30,5	30,0	31,0	0,5
% Spe.	12,0	11,0	11,5	11,5	12,5	12,5	13,0	12,0	0,7

TABLEAU. 17 - Formules structurales calculées sur la base de 12 oxygènes des grenats dans une amphibolite schisteuse altérée (Alm.: almandin; Pyr.: pyrope; Gro.: grossulaire; Spe.: spessartite; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	moy.	s
Cations												
Si	6,436	6,538	6,635	6,455	6,530	6,541	6,598	6,568	6,647	6,583	6,553	0,069
Al	1,564	1,462	1,365	1,545	1,470	1,459	1,402	1,432	1,353	1,417	1,447	0,069
Al	3,429	3,364	3,262	3,374	3,346	3,376	3,222	3,236	3,212	3,212	3,303	0,082
Ti	0,008	0,017	0,053	0,019	0,020	0,027	0,025	0,023	0,016	0,044	0,025	0,014
Fe2+	0,262	0,228	0,309	0,266	0,272	0,274	0,329	0,307	0,319	0,293	0,286	0,031
Mg2+	0,432	0,461	0,513	0,435	0,446	0,431	0,535	0,520	0,542	0,512	0,483	0,046
OCT.	4,131	4,070	4,137	4,094	4,084	4,108	4,111	4,086	4,089	4,061	4,097	0,025
Na	0,152	0,115	0,046	0,186	0,163	0,142	0,141	0,129	0,106	0,146	0,133	0,038
K	1,652	1,736	1,657	1,688	1,708	1,598	1,737	1,785	1,778	1,779	1,712	0,063
Ba	0,026	0,038	0,011	0,035	0,021	0,037	0,016	0,033	0,024	0,034	0,028	0,009
INT.	1,830	1,889	1,714	1,909	1,892	1,777	1,894	1,947	1,908	1,959	1,872	0,077

TABLEAU. 18 - Formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes des phengites dans une amphibolite schisteuse (OCT.: couche octaédrique; INT.: couche interfoliaire; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	5	6	moy.	s
Cations								
Si	5,680	5,661	5,677	5,749	5,438	5,759	5,661	0,116
Al	2,320	2,339	2,323	2,251	2,562	2,241	2,339	0,116
Al	0,552	0,544	0,551	0,598	0,391	0,519	0,526	0,071
Ti	0,224	0,252	0,203	0,219	0,218	0,260	0,229	0,022
Fe2+	2,457	2,505	2,511	2,582	2,895	2,493	2,574	0,163
Mg	2,339	2,364	2,236	2,288	2,594	2,216	2,340	0,137
Mn2+	0,026	0,000	0,004	0,015	0,014	0,011	0,012	0,009
Cu	0,281	0,091	0,418	0,000	0,053	0,368	0,202	0,177
OCT.	5,879	5,756	5,923	5,702	6,165	5,867	5,882	0,161
Ca	0,035	0,017	0,025	0,007	0,021	0,047	0,025	0,014
Na	0,035	0,044	0,023	0,015	0,029	0,000	0,024	0,016
K	1,412	1,657	1,384	1,785	1,306	1,360	1,484	0,191
Ba	0,021	0,020	0,031	0,000	0,014	0,007	0,016	0,011
INT.	1,503	1,738	1,463	1,807	1,370	1,414	1,549	0,180

TABLEAU. 19 - Formules structurales calculées sur 22 oxygènes des biotites dans une dolérite (OCT.: couche octaédrique; INT.: couche interfoliaire; moy.: moyenne; s: écart type).

Analyses	1	2	3	4	moy.
Cations					
Si	5,471	5,587	5,534	5,669	5,565
Al	2,529	2,413	2,466	2,331	2,435
Al	2,716	2,821	2,736	2,893	2,792
Ti	0,000	0,000	0,010	0,014	0,006
Fe ²⁺	4,279	4,140	4,198	4,765	4,346
Mg	4,859	4,786	4,874	3,978	4,624
Mn ²⁺	0,023	0,044	0,026	0,043	0,034
Ca	0,012	0,005	0,007	0,007	0,008
K	0,006	0,000	0,008	0,012	0,007
Total	11,895	11,796	11,859	11,712	11,816
XFe	0,47	0,47	0,46	0,55	0,49

TABLEAU. 20 - Formules structurales calculées sur 28 oxygènes des chlorites d'une amphibolite schisteuse altérée (moy.: moyenne; XFe: $\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}^{2+})$).

Analyses	1	2	3	4	5	moy.	s
Cations							
Si	6,666	6,684	6,700	6,646	6,702	6,680	0,024
Al	1,334	1,316	1,300	1,354	1,298	1,320	0,024
Al	3,222	3,283	3,219	3,318	3,288	3,266	0,044
Ti	0,036	0,008	0,000	0,022	0,008	0,015	0,014
Fe ²⁺	3,225	3,171	3,224	3,219	3,243	3,216	0,027
Mg	4,328	4,329	4,358	4,243	4,276	4,307	0,046
Mn ²⁺	0,024	0,031	0,011	0,044	0,015	0,025	0,013
Ca	0,081	0,077	0,103	0,053	0,048	0,072	0,022
K	0,211	0,222	0,253	0,196	0,236	0,224	0,022
Total	11,127	11,121	11,168	11,095	11,114	11,125	0,027
XFe	0,43	0,42	0,43	0,43	0,43	0,43	0,00

TABLEAU. 21 - Formules structurales calculées sur 28 oxygènes des chlorites d'altération des micas dans une amphibolite schisteuse altérée (moy.: moyenne; s: écart type; XFe: $\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}^{2+})$).

Analyses	1	2	3	4	moy.
Cations					
Si	5,629	5,472	5,765	5,627	5,623
Al	2,371	2,528	2,235	2,373	2,377
Al	2,614	2,474	2,590	2,704	2,596
Ti	0,010	0,002	0,010	0,002	0,006
Fe2+	4,131	4,712	4,133	4,050	4,257
Mg	5,008	4,730	4,976	5,019	4,933
Mn2+	0,055	0,073	0,065	0,036	0,057
Cu	0,015	0,025	0,025	0,000	0,016
Ca	0,029	0,005	0,005	0,003	0,011
Na	0,009	0,009	0,009	0,014	0,010
K	0,006	0,003	0,003	0,000	0,003
Ba	0,001	0,000	0,003	0,012	0,004
Total	11,878	12,033	11,819	11,840	11,893
XFe	0,45	0,50	0,46	0,45	0,47

TABLEAU. 22 - Formules structurales calculées sur la base de 28 oxygènes des chlorites dans une épidotite (moy.: moyenne; XFe: $\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}^{2+})$).

**ANNEXE. 3 - TABLEAUX D'ANALYSES MICROSONDE DES PLASMAS
ET DES MINERAUX D'ALTERATION (Chapitre. 3)**

Oxydes	1	2	3	4	5	moy.	s
SiO ₂	19,34	8,73	10,19	19,10	17,80	15,03	5,15
TiO ₂	1,21	1,10	0,89	2,21	2,07	1,50	0,60
ZrO ₂	0,03	0,10	0,14	0,00	0,00	0,05	0,06
Al ₂ O ₃	23,85	46,95	45,24	24,26	24,18	32,90	12,07
Cr ₂ O ₃	0,03	0	0,07	0,03	0		
Fe ₂ O ₃	23,77	10,90	10,46	22,14	27,32	18,92	7,75
Mn ₂ O ₃	0	0	0,02	0	0		
La ₂ O ₃	0,06	0,00	0,32	0,00	0,00		
Ce ₂ O ₃	0,00	0,35	0,06	0,00	0,00		
P ₂ O ₅	0,00	0,07	0,22	0,22	0,20	0,14	0,10
CuO	0,11	0,00	0,00	0,34	0,04	0,10	0,14
BaO	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00		
CaO	0,06	0,03	0,04	0,06	0,09	0,06	0,02
MgO	0,01	0,01	0,00	0,07	0,03	0,02	0,03
Na ₂ O	0	0,02	0,02	0	0		
K ₂ O	0	0,01	0,02	0	0,03		
Total	68,47	68,41	67,69	68,43	71,76	68,71	1,62
composition minéralogique en % de moles							
kaolinite	26,5	7,0	9,0	26,5	22,0	18,2	9,5
gibbsite	20,0	78,0	76,0	22,5	22,0	43,7	30,4
goethite	53,5	15,0	15,0	51,0	56,0	38,1	21,2
Taux de substitution en % de moles							
AlO(OH)	16	16	0	0	0		

TABLEAU. 23 - Composition chimique des plasmas d'altération de la matrice argilo-ferrugineuse internodulaire dans l'horizon nodulaire d'un profil du haut-plateau (moy.: moyenne; s: écart type ; G: goethite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	moy.	s		7	8	9	10	11	12	moy.	s
SiO ₂	32,35	37,89	29,23	40,23	20,74	37,06	32,92	7,18		4,47	3,76	7,50	5,54	9,40	10,85	6,92	2,82
TiO ₂	0,07	0,15	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,03		0,21	0,26	0,22	0,08	0,16	0,30	0,21	0,08
ZrO ₂	0	0	0	0	0	0,18				0,06	0	0	0	0	0		
Al ₂ O ₃	28,05	31,33	26,56	32,63	18,32	31,56	28,08	5,31		7,95	7,94	9,50	7,65	11,14	12,88	9,51	2,12
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	0,01	0	0	0				0,03	0,00	0,00	0,09	0,06	0,00	0,03	0,04
Fe ₂ O ₃	26,46	14,84	28,60	11,22	43,82	16,52	23,58	12,02		70,85	71,59	73,27	68,56	64,51	62,30	68,51	4,29
Mn ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,09	0,07	0,17				0,06	0,07	0,01	0,00	0,09	0,08	0,05	0,04
La ₂ O ₃	0,00	0,19	0,00	0,33	0,00	0,00				0,11	0,11	0,00	0,27	0,00	0,00	0,08	0,11
Ce ₂ O ₃	0,25	0,00	0,57	0,00	0,16	0,02	0,17	0,22		0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,00		
P ₂ O ₅	0,22	0,00	0,24	0,21	0,53	0,26	0,24	0,17		0,51	0,51	0,36	0,16	0,59	0,30	0,41	0,16
CuO	0,11	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00				0,13	0,03	0,00	0,00	0,07	0,07	0,05	0,05
BaO	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,11				0,1	0	0	0	0	0,08		
CaO	0,10	0,00	0,00	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04		0,07	0,00	0,06	0,02	0,04	0,07	0,04	0,03
MgO	0,00	0,06	0,03	0,05	0,07	0,04	0,04	0,02		0,02	0,11	0,04	0,06	0,10	0,02	0,06	0,04
Na ₂ O	0,02	0	0,03	0,04	0	0				0,09	0,02	0,04	0,01	0,00	0,05	0,04	0,03
K ₂ O	0,06	0,03	0,09	0,06	0,08	0,07	0,07	0,02		0,09	0,08	0,05	0,06	0,00	0,01	0,05	0,04
Total	87,72	84,55	85,54	85,24	83,91	86,13	85,23	1,31		84,59	84,48	91,05	82,50	86,71	86,93	85,95	2,95
composition minéralogique en % de moles																	
kaolinite	61,5	79,0	55,4	86,0	38,0	75,0	65,8	17,7		7,0	6,0	11,0	9,0	15,0	17,5	10,9	4,5
hématite	38,5	21,0	44,6	14,0	62,0	25,0	34,2	17,7		93,0	94,0	89,0	91,0	85,0	82,5	89,1	4,5
Taux de substitution en % de moles																	
Al ₂ O ₃ (H)	2,4	0,0	8,7	0,0	2,4	0,6	2,4	3,3		8,4	9,4	6,3	6,3	7,0	8,4	7,6	1,3
Fe ₂ O ₃ (K)	0,0	2,8	0,0	4,5	0,0	0,0				0	0	0	0	0	0		
feuillets à kaolinite dominante									feuillets à hématite dominante								

TABLEAU. 24 - Variation de la composition chimique des feuillets de kaolinite ferruginisés dans les nodules lithomorphes de l'horizon nodulaire meuble d'un profil du haut-plateau (moy. : moyenne ; s : écart type ; H : hématite ; K : kaolinite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	moy.	s
SiO ₂	1,39	2,78	1,69	1,22	0,99	2,59	0,97	1,48	1,35	1,61	1,50	1,60	0,59
TiO ₂	0,05	0,07	0,04	0,07	0,06	0,17	0,11	0,09	0,05	0,04	0,00	0,07	0,04
ZrO ₂	0	0	0	0	0	0	0,09	0,09	0	0	0		
Al ₂ O ₃	2,93	3,91	2,17	4,30	5,58	6,14	6,78	1,44	2,12	2,15	2,08	3,60	1,87
Cr ₂ O ₃	0,12	0,04	0,08	0,00	0,06	0,08	0,09	0,00	0,04	0,15	0,12	0,07	0,05
Fe ₂ O ₃	73,79	68,96	74,90	66,50	74,95	75,12	74,06	78,19	76,06	75,81	77,77	74,19	3,51
Mn ₂ O ₃	0,34	0,00	0,41	0,00	0,00	0,20	0,03	0,00	0,21	0,38	0,25	0,17	0,17
La ₂ O ₃	0,05	0,05	0,26	0,21	0,00	0,00	0,32	0,00	0,05	0,00	0,05	0,09	0,12
Ce ₂ O ₃	0,02	0,00	0,28	0,12	0,00	0,09	0,23	0,23	0,00	0,00	0,07	0,09	0,11
P ₂ O ₅	0,16	0,19	0,22	0,15	0,39	0,56	0,41	0,14	0,13	0,29	0,19	0,26	0,14
CuO	0,10	0,00	0,34	0,00	0,23	0,16	0,27	0,37	0,37	0,14	0,23	0,20	0,13
BaO	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,00	0,02	0,04		
CaO	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,09	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03
MgO	0,00	0,09	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,06	0,00	0,04	0,03	0,03
Na ₂ O	0,08	0,00	0,07	0,01	0,00	0,02	0,10	0,00	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04
K ₂ O	0,05	0,09	0,03	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,05	0,03	0,03
Total	79,26	76,26	80,49	72,60	82,34	85,24	83,52	82,52	80,54	80,64	82,44	80,46	3,52
composition minéralogique en % de moles													
kaolinite	1,0	2,5	1,5	1,0	0,8	2,0	0,8	1,2	1,0	1,4	1,2	1,3	0,5
goethite	99,0	97,5	98,5	99,0	99,2	98,0	99,2	98,8	99,0	98,6	98,8	98,7	0,5
Taux de substitution en % de moles													
AlO(OH)	7,2	6,8	3	14,2	18	15,2	22,4	7,2	4	3,2	3,2	9,4	6,8

TABLEAU. 25 - Composition chimique des goethites secondaires des cortex développés autour des nodules lithomorphes dans l'horizon nodulaire meuble d'un profil du haut-plateau (moy. : moyenne ; s : écart type)

Oxydes	1	2	3	4	5	6	moy.	s
SiO ₂	46,07	46,79	43,63	45,68	43,85	45,26	45,21	1,25
TiO ₂	0,06	0,01	0,00	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02
ZrO ₂	0,00	0,00	0,14	0,14	0,00	0,00		
Al ₂ O ₃	37,86	37,95	34,46	36,69	34,86	36,81	36,44	1,48
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0	0	0,03	0		
Fe ₂ O ₃	1,40	1,05	1,75	1,22	1,46	1,34	1,37	0,24
Mn ₂ O ₃	0,20	0,07	0,02	0,13	0,00	0,00	0,07	0,08
La ₂ O ₃	0	0	0	0	0,07	0		
Ce ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0,02		
P ₂ O ₅	0,02	0,13	0,11	0,02	0,00	0,02	0,05	0,06
CuO	0,08	0,22	0,00	0,00	0,01	0,11	0,07	0,09
BaO	0,02	0,00	0,09	0,00	0,05	0,07	0,04	0,04
CaO	0,08	0,06	0,13	0,14	0,08	0,12	0,10	0,03
MgO	0,06	0,10	0,02	0,13	0,11	0,16	0,10	0,05
Na ₂ O	0	0	0	0,02	0	0		
K ₂ O	0	0	0	0	0,06	0,09		
Total	85,88	86,4	80,35	84,22	80,63	84,04	83,48	2,59
composition minéralogique en % de moles								
kaolinite	98,0	94,5	92,5	93,0	93,0	96,0	94,5	2,1
quartz (SiO ₂ r)	2,0	5,5	7,5	7,0	7,0	4,0	5,5	2,1
Taux de substitution en % de moles								
Fe ₂ O ₃ (K)	2,2	1,7	3,0	2,0	2,5	2,2	2,3	0,4

TABLEAU. 26 - Composition chimique des plasmas argilasépiques à petites kaolinites de la saprolite d'un profil du versant boisé (moy. : moyenne ; s : écart type ; K : kaolinite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	moy.	s
SiO ₂	1,61	7,23	1,78	0,44	1,82	1,89	0,81	0,76	2,18	2,06	2,03
TiO ₂	0,32	0,62	0,98	0,84	1,08	1,17	0,82	0,65	1,75	0,91	0,41
ZrO ₂	0	0	0	0,03	0	0,06	0,09	0	0		
Al ₂ O ₃	3,34	12,00	15,88	15,22	6,26	9,43	15,39	15,22	14,71	11,94	4,60
Cr ₂ O ₃	0,09	0,00	0,00	0,01	0,06	0,03	0,02	0,00	0,04	0,03	0,03
Fe ₂ O ₃	67,17	47,79	45,57	47,95	53,44	54,46	47,22	45,90	45,68	50,58	7,03
Mn ₂ O ₃	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0,1		
La ₂ O ₃	0,37	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,22	0,28		
Ce ₂ O ₃	0,11	0,48	0,15	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,14	0,19
P ₂ O ₅	0,76	0,34	0,82	0,92	0,57	1,32	0,90	0,00	1,12	0,75	0,40
CuO	0,00	0,03	0,04	0,06	0,00	0,32	0,01	0,13	0,01	0,07	0,10
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
CaO	0,01	0,04	0	0	0	0	0	0	0		
MgO	0,05	0	0,02	0,03	0,05	0	0	0	0,04		
Na ₂ O	0,01	0,00	0,05	0,07	0,06	0,05	0,04	0,00	0,00	0,03	0,03
K ₂ O	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02	0,00	0,04	0,00	0,06	0,03	0,02
Total	73,89	68,57	65,34	65,69	63,41	68,73	65,34	62,88	66,43	66,54	3,34
composition minéralogique en % de moles											
kaolinite	1,5	8	2	0,5	2	2	1	1	2	2,2	2,4
goethite	98,5	87	74	75	97	91	75	74	76	83,1	10,2
gibbsite	0	5	24	24,5	1	7	24	25	22	14,7	10,9
Taux de substitution en % de moles											
AlO(OH)	8,8	15	15	15	15	15	15	15	15		

TABLEAU. 27 - Composition chimique des plasmas d'altération goethitiques de la saprolite d'un profil du versant boisé (moy. :moyenne ; s : écart type).

Oxydes	1	2	3	4	5	moy.	s	6	7	8	9	10	11	12	13	14	moy.	s
SiO ₂	2,93	0,33	0,39	0,79	0,84	1,06	0,96	0,71	0,28	0,25	0,27	0,50	0,32	0,29	0,44	0,41	0,39	0,15
TiO ₂	0,15	0	0,02	0	0			0	0,06	0,02	0,02	0,01	0,00	0,05	0,07	0,00	0,03	0,03
ZrO ₂	0	0,11	0	0	0			0	0,14	0,07	0,00	0,00	0,00	0,36	0,00	0,18	0,08	0,12
Al ₂ O ₃	59,91	65,89	64,20	63,16	64,94	63,62	2,30	66,18	66,35	68,96	67,18	68,24	67,80	65,73	68,47	66,77	67,30	1,13
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0			0,09	0,01	0,00	0,04	0,00	0,01	0,04	0,11	0,00	0,03	0,04
Fe ₂ O ₃	6,82	1,48	0,58	1,50	3,94	2,86	2,54	1,64	1,28	1,82	0,97	1,11	0,90	1,56	0,63	1,43	1,26	0,39
Mn ₂ O ₃	0,12	0	0	0,04	0			0	0	0	0,03	0	0	0	0	0		
La ₂ O ₃	0	0	0,2	0	0			0	0,20	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,47		
Ce ₂ O ₃	0,00	0,13	0,00	0,11	0,18	0,08	0,08	0,32	0,07	0,07	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
P ₂ O ₅	0,17	0,13	0,07	0,64	0,21	0,24	0,23	0,17	0,36	0,17	0,17	0,23	0,17	0,15	0,32	0,17	0,21	0,08
CuO	0	0	0,05	0	0,03			0,12	0,00	0,01	0,06	0,00	0,01	0,00	0,08	0,01	0,03	0,04
BaO	0,14	0,14	0,00	0,00	0,11	0,08	0,07	0	0,26	0,00	0,00	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00		
CaO	0	0	0	0,02	0			0,01	0	0,04	0,01	0,03	0	0,06	0	0,01		
MgO	0	0	0	0	0,04			0,02	0	0	0,01	0	0,02	0,02	0,03	0,01		
Na ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05	0,00	0,06	0,04	0,05	0,06	0,03	0,00	0,04	0,02
K ₂ O	0,00	0,06	0,00	0,05	0,02	0,03	0,03	0	0,04	0,05	0,03	0,00	0,04	0,02	0,07	0,07	0,04	0,03
Total	70,24	68,28	65,53	66,35	70,35	67,99	1,98	69,29	69,10	71,53	69,08	70,16	69,69	68,34	70,58	69,53	69,40	0,95
gibbsites primaires								gibbsites secondaires										

TABLEAU. 28 - Composition chimique des plasmas gibbsitiques dans la saprolite fine d'un profil d'altération du versant boisé (moy. : moyenne ; s : écart type)

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	moy.	s
SiO ₂	2,36	2,16	2,87	1,53	6,37	2,38	2,61	2,25	2,14	2,15	2,29	1,97	2,53	1,93	1,69	2,48	1,13
TiO ₂	0,24	0,77	0,28	0,24	0,37	0,61	0,50	0,39	0,50	0,67	1,04	0,57	0,15	0,32	0,57	0,48	0,24
ZrO ₂	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,16		
Al ₂ O ₃	11,14	9,66	10,15	10,13	11,19	11,00	9,93	14,19	13,93	13,73	11,06	13,82	13,31	13,58	14,18	12,07	1,77
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,11	0,03	0,00	0,10	0,00	0,07	0,05	0,05	0,22	0,12	0,00	0,00	0,02	0,05	0,06
Fe ₂ O ₃	65,64	66,76	65,87	66,47	63,38	67,66	67,86	64,09	63,91	65,92	66,58	64,02	65,03	67,70	65,32	65,75	1,46
Mn ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,08	0,12	0,00	0,06	0,20	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03		
La ₂ O ₃	0,27	0,00	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,44	0,39		
Ce ₂ O ₃	0,00	0,04	0,18	0,44	0,11	0,11	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,05	0,11	0,09	0,12
P ₂ O ₅	0,21	0,25	0,02	1,40	0,50	0,15	0,46	0,25	0,20	0,36	0,20	0,45	0,06	0,41	1,18	0,41	0,39
CuO	0,00	0,07	0,00	0,16	0,26	0,00	0,16	0,12	0,26	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,30	0,10	0,11
BaO	0	0	0,12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
CaO	0	0,04	0	0,01	0,03	0,02	0	0,08	0,02	0,01	0	0	0	0,02	0,02		
MgO	0	0	0	0	0	0,01	0,05	0	0	0	0	0	0	0	0		
Na ₂ O	0	0	0	0,04	0,03	0	0	0,03	0,06	0,05	0,02	0	0,13	0	0		
K ₂ O	0,03	0	0	0	0	0	0	0,05	0	0	0,01	0,02	0,08	0,05	0,04		
Total	79,89	79,8	80,20	80,56	82,24	82,12	81,73	81,58	81,13	83,17	81,56	81,26	881,34	84,5	84,01	81,42	1,38
composition minéralogique en % de moles																	
kaolinite	2,0	2,0	2,5	1,5	6,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,5	2,0	1,5	1,5	2,2	1,1
goethite	86	89	88,5	89	88	87,5	89,5	81,5	81,5	82,5	86,5	82	83,5	83	81,5	85,8	3,2
gibbsite	12	9	9	9,5	6	10,5	8,5	16,5	16,5	15,5	11,5	16,5	14,5	16	17	12,6	3,4
Taux de substitution en % de moles																	
AlO(OH)	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	

TABLEAU. 29 - Composition chimique des plasmas d'altération de goethite alumineuse dans les argiles tachetées d'un profil du versant boisé (moy. : moyenne ; s : écart type ; le taux de substitution de la goethite a été calculé d'après les diagrammes de diffraction X).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	32,83	36,06	35,93	36,22	33,72	35,68	22,93	22,40	22,10	21,40	20,76	23,72	22,15	23,90	19,70	20,88
TiO ₂	4,32	0,64	0,79	0,59	2,35	2,04	1,19	1,35	1,03	0,98	1,39	1,01	2,72	1,70	1,54	1,08
ZrO ₂	0,11	0,00	0,12	0,12	0,00	0,00	0	0	0	0,22	0	0	0,15	0	0	0,11
Al ₂ O ₃	26,00	29,70	30,59	30,89	27,44	28,86	21,52	22,47	22,44	21,61	20,58	22,27	19,72	21,02	18,32	21,03
Cr ₂ O ₃	0	0,1	0	0,09	0	0	0,29	0,48	0,44	0,59	0,05	0,05	0,07	0,13	0,07	0,00
Fe ₂ O ₃	12,26	10,82	10,25	10,97	17,97	8,49	39,94	41,16	40,34	42,30	42,36	37,28	39,67	35,72	45,08	42,30
Mn ₂ O ₃	0	0	0	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0,14	0	0	0
La ₂ O ₃	0,14	0,00	0,44	0,00	0,50	0,00	0,00	0,53	0,13	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,26	0,47
Ce ₂ O ₃	0	0	0,12	0	0,09	0	0,00	0,40	0,09	0,00	0,52	0,05	0,34	0,00	0,22	0,00
P ₂ O ₅	0,04	0,00	0,02	0,00	0,08	0,23	0,04	0,33	0,06	0,13	0,23	0,20	0,27	0,17	0,46	0,31
CuO	0,03	0,07	0,00	0,05	0,00	0,12	0,08	0,15	0,23	0,10	0,22	0,10	0,30	0,03	0,00	0,05
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0,10	0,41	0,45	0,35	0,14	0,05	0,05	0,00	0,00	0,01	0,07	0,14	0,14	0,24	0,18	0,04
MgO	0,05	6,39	6,23	6,10	0,03	0,05	0,02	0,02	0,05	0,04	0,00	0,00	0,03	0,11	0,06	0,06
Na ₂ O	0,03	2,60	2,41	2,51	0,00	0,04	0,07	0,07	0,00	0,02	0,04	0,00	0,72	0,04	0,00	0,00
K ₂ O	0,13	0,10	0,02	0,00	0,08	0,02	0,07	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,32	0,12	0,09	0,07
Total	76,04	86,89	87,25	87,93	82,31	75,58	86,20	89,42	86,91	87,4	86,26	84,82	86,94	83,18	85,98	86,4
composition minéralogique en % de moles																
kaolinite	70,0	72,0	70,0	68,5	58,0	79,0	26,0	24,0	24,0	23,0	23,0	28,0	26,0	30,0	22,0	23,0
goethite	30,0	28,0	30,0	31,5	42,0	21,0	74,0	76,0	76,0	77,0	77,0	72,0	74,0	70,0	78,0	77,0
Taux de substitution en % de moles																
AlO(OH)	0,0	0,0	2,8	2,8	0,0	0,0	14,8	23	24,8	22,4	19,6	16,2	6,8	6	10,4	21,6
Fe ₂ O ₃ (K)	6,8	3,1	0,0	0,0	4,3	4,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
plasmas argileux gris-blanchâtre							plasmas argilo-ferrugineux brun-orangé									

TABLEAU. 30 - Composition chimique des plasmas argileux gris-blanchâtre et brun-orangé de l'argile tachetée d'un profil du bas-versant (K: kaolinite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	moy.	s
SiO ₂	1,69	1,94	1,81	1,30	1,77	1,29	1,20	0,89	1,49	0,37
TiO ₂	0,12	0,25	0,14	0,21	0,11	0,23	0,28	0,40	0,22	0,10
ZrO ₂	0,00	0,07	0,13	0,20	0,03	0,07	0,00	0,07	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	5,99	4,32	4,34	5,31	6,51	6,56	6,14	6,32	5,69	0,92
Cr ₂ O ₃	0,40	0,56	0,34	0,58	0,34	0,02	0,30	0,25	0,35	0,18
Fe ₂ O ₃	77,68	77,33	76,91	75,88	74,36	74,28	77,39	78,79	76,65	1,66
Mn ₂ O ₃	0,14	0,16	0,08	0,14	0,00	0,00	0,12	0,08	0,09	0,06
La ₂ O ₃	0,06	0,00	0,53	0,06	0,30	0,24	0,00	0,00	0,15	0,19
Ce ₂ O ₃	0,00	0,26	0,00	0,00	0,18	0,00	0,26	0,00	0,09	0,12
P ₂ O ₅	0,21	0,09	0,20	0,16	0,14	0,23	0,39	0,23	0,21	0,09
CuO	0,13	0,19	0,16	0,00	0,05	0,11	0,22	0,16	0,13	0,07
BaO	0	0	0,06	0,02	0	0	0,1	0		
CaO	0	0	0,07	0	0,04	0,03	0,03	0		
MgO	0,03	0,02	0	0,03	0	0,01	0	0,09		
Na ₂ O	0,03	0,05	0,09	0,00	0,06	0,02	0,00	0,08	0,04	0,03
K ₂ O	0,05	0,03	0	0	0,01	0	0,01	0		
Total	86,53	85,27	84,86	83,89	83,9	83,09	86,44	87,36	85,16	1,56
composition minéralogique en % de moles										
kaolinite	3,0	3,0	3,0	2,0	3,0	2,0	2,0	1,0	2,4	0,7
hématite	97,0	97,0	97,0	98,0	97,0	98,0	98,0	99,0	97,6	0,7
Taux de substitution en % de moles										
Al ₂ O ₃ (H)	8,4	5,1	5,4	8,0	9,5	10,3	9,4	10,0	8,3	2,0

TABLEAU. 31 - Composition chimique des hématites alumineuses de première génération dans l'argile tachetée d'un profil du bas-versant (moy. : moyenne ; s : écart type ; H: hématite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	moy.	s
SiO ₂	1,57	2,44	2,50	2,44	2,54	2,46	2,32	1,95	2,28	0,34
TiO ₂	0,26	0,07	0,03	0,03	0,00	0,06	0,07	0,58	0,14	0,20
ZrO ₂	0,00	0,00	0,17	0,00	0,13	0,00	0,00	0,13	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	5,24	3,04	2,92	2,74	2,45	1,96	2,52	6,74	3,45	1,65
Cr ₂ O ₃	0,49	0,09	0,08	0,10	0,10	0,06	0,03	0,14	0,14	0,15
Fe ₂ O ₃	78,33	76,62	77,71	78,58	79,52	79,78	77,26	76,78	78,07	1,19
Mn ₂ O ₃	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13		
La ₂ O ₃	0,30	0,00	0,12	0,06	0,23	0,00	0,06	0,00	0,10	0,11
Ce ₂ O ₃	0,00	0,14	0,26	0,14	0,00	0,00	0,10	0,14	0,10	0,09
P ₂ O ₅	0,45	0,57	0,81	0,93	0,64	0,59	0,48	0,36	0,60	0,19
CuO	0,00	0,35	0,33	0,41	0,38	0,24	0,41	0,25	0,30	0,14
BaO	0	0	0,08	0	0	0	0	0		
CaO	0,03	0,09	0	0	0	0	0	0,04		
MgO	0	0,06	0	0	0	0,03	0,01	0,09		
Na ₂ O	0,01	0,08	0,05	0,06	0,09	0,03	0,02	0,04	0,05	0,03
K ₂ O	0	0,05	0,01	0,04	0	0,01	0,01	0		
Total	86,68	83,6	85,25	85,53	86,08	85,24	83,3	87,37	85,27	1,41
composition minéralogique en % de moles										
kaolinite	1,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,5	1,8	0,4
goethite	99,0	98,0	98,0	98,0	98,0	98,0	98,0	98,5	98,2	0,4
Taux de substitution en % de moles										
AlO(OH)	14,4	3,8	3,2	2,6	1,2	0,0	2	18,6	5,8	6,8
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,2	0,0	0,0		

TABLEAU. 32 - Composition chimique des goethites secondaires dans les argiles tachetées d'un profil du bas-versant (moy. : moyenne ; s : écart type).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	moy.	s
SiO ₂	9,05	8,40	8,39	10,30	8,29	8,34	7,86	7,92	8,57	0,79
TiO ₂	2,28	2,03	2,16	2,34	3,11	1,69	3,17	1,89	2,33	0,54
ZrO ₂	0,00	0,00	0,07	0,00	0,04	0,26	0,15	0,00		
Al ₂ O ₃	35,60	43,81	42,18	42,19	41,41	40,09	42,45	44,75	41,56	2,79
Cr ₂ O ₃	0,28	0,08	0,11	0,06	0,04	0,06	0,00	0,05	0,09	0,08
Fe ₂ O ₃	38,68	32,25	33,14	32,44	33,74	35,60	29,60	28,16	32,95	3,28
Mn ₂ O ₃	0,04	0,00	0,30	0,13	0,00	0,03	0,10	0,15	0,09	0,10
La ₂ O ₃	0,00	0,13	0,27	0,00	0,07	0,40	0,07	0,27	0,15	0,15
Ce ₂ O ₃	0,00	0,09	0,04	0,09	0,21	0,00	0,00	0,00		
P ₂ O ₅	0,31	0,33	0,39	0,37	0,29	0,23	0,19	0,21	0,29	0,07
CuO	0,05	0,08	0,03	0,08	0,05	0,00	0,00	0,02	0,04	0,03
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0		
CaO	0,01	0	0,04	0	0	0,04	0,04	0,03		
MgO	0	0,01	0,02	0	0	0,01	0,01	0,06		
Na ₂ O	0	0	0	0	0,09	0	0,05	0		
K ₂ O	0,15	0,02	0,10	0,04	0,11	0,04	0,00	0,00	0,06	0,06
Total	86,45	87,23	87,24	88,04	87,45	86,79	83,69	83,51	86,13	1,76
composition minéralogique en % de moles										
kaolinite	7,0	6,0	6,0	7,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,30,5	
goethite	51,0	40,0	42,0	42,0	43,0	46,0	38,0	35,0	42,14,9	
gibbsite	42,0	54,0	52,0	51,0	51,0	48,0	56,0	59,0	51,65,2	
Taux de substitution % de moles										
AlO(OH)	15	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	

TABLEAU. 33 - Composition chimique des plasmas alumino-ferrugineux de la matrice internodulaire de la cuirasse nodulaire à cernes d'un profil du bas versant (moy. : moyenne ; s : écart type ; le taux de substitution de la goethite a été calculé à partir des diagrammes de diffraction X).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	moy.	s
SiO ₂	1,81	1,42	1,41	1,41	1,78	0,85	1,21	2,24	1,50	1,61	1,23	1,50	0,37
TiO ₂	0,34	0,05	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,22	0,00		
ZrO ₂	0	0	0	0,14	0,03	0	0,24	0	0,03	0	0,03		
Al ₂ O ₃	1,59	2,14	3,84	4,40	3,22	2,55	4,81	4,16	2,28	3,41	5,22	3,42	1,18
Cr ₂ O ₃	0,53	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,04	0,00		
Fe ₂ O ₃	81,78	81,35	78,97	78,01	80,82	82,76	78,91	78,23	79,72	78,21	80,93	79,97	1,64
Mn ₂ O ₃	0,1	0,11	0,02	0,09	0,07	0	0	0	0,01	0	0,02		
La ₂ O ₃	0,06	0,17	0,47	0,00	0,06	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00			
Ce ₂ O ₃	0,23	0,04	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00	0,00	0,10	0,00			
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,34	0,27	0,27	0,00	0,48	0,59	0,09	0,14	0,21	0,23	0,18
CuO	0,00	0,22	0,14	0,22	0,00	0,27	0,06	0,00	0,20	0,00	0,00	0,10	0,11
BaO	0	0	0	0,04	0,25	0	0	0	0,1	0	0		
CaO	0	0,02	0	0	0,02	0,05	0	0	0	0	0,01		
MgO	0	0	0,01	0,05	0,01	0	0	0,03	0	0	0		
Na ₂ O	0,01	0,01	0,09	0,01	0,02	0,04	0,05	0,10	0,08	0,01	0,06	0,04	0,03
K ₂ O	0	0,04	0,03	0	0	0	0,03	0	0	0	0		
Total	86,56	85,69	85,36	84,68	86,66	86,75	85,79	85,45	84,04	83,64	87,71	85,27	1,21
composition minéralogique en % de moles													
kaolinite	1,5	1,0	1,0	1,5	1,0	0,5	1,0	2,0	1,0	1,0	1,0	1,1	0,4
goethite	98,5	99,0	99,0	98,5	99,0	99,5	99,0	98,0	99,0	99,0	99,0	98,9	0,4
Taux de substitution en % de moles													
AlO(OH)	0,0	3,4	10	12	6,4	6,8	14	8,6	3,8	7,8	15	8	4,6

TABLEAU. 34 - Composition chimique des goethites secondaires dans les cortex périnodulaires de la cuirasse protopisolithique d'un profil du bas-versant (moy. : moyenne ; s : écart type ; G : goethite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	moy.	s
SiO ₂	0,79	1,05	1,90	1,30	1,02	1,51	2,03	1,02	1,10	1,68	1,38	1,08	1,32	0,39
TiO ₂	0,09	0,12	0,00	0,04	0,21	0,35	0,00	0,04	0,02	0,00	0,79	0,00	0,14	0,23
ZrO ₂	0	0,1	0	0	0,06	0	0	0	0	0	0	0,3		
Al ₂ O ₃	1,27	1,46	2,11	2,23	3,01	2,43	1,76	1,01	1,09	2,15	2,00	1,18	1,81	0,62
Cr ₂ O ₃	0,16	0,11	0,01	0,00	0,09	0,12	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,08		
Fe ₂ O ₃	95,91	91,46	90,42	90,29	90,06	90,18	92,57	93,07	90,87	92,82	92,74	93,28	91,97	1,75
Mn ₂ O ₃	0,13	0	0,13	0	0	0	0	0	0	0	0,22	0		
La ₂ O ₃	0,23	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	0,29	0,29	0,00	0,06	0,59	0,00		
Ce ₂ O ₃	0,19	0,00	0,02	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,29	0,00	0,24	0,00		
P ₂ O ₅	0,12	0,07	0,04	0,25	0,18	0,27	0,23	0,18	0,11	0,00	0,12	0,16	0,14	0,08
CuO	0,23	0,00	0,00	0,17	0,08	0,11	0,03	0,27	0,42	0,00	0,01	0,00	0,11	0,14
BaO	0,18	0,04	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,02	0,29	0,00	0,00	0,00		
CaO	0	0,02	0,03	0,07	0	0	0,03	0	0,01	0	0,04	0,06		
MgO	0,03	0	0	0	0	0,02	0,03	0	0,01	0	0,03	0		
Na ₂ O	0	0	0	0,04	0	0	0,08	0,03	0	0	0,01	0		
K ₂ O	0,05	0	0	0,06	0,06	0	0,05	0	0	0,03	0,05	0		
Total	99,41	94,43	95,07	94,45	94,89	95,5	97,1	95,90	94,23	96,71	97,87	95,78	95,50	1,56
composition minéralogique en % de moles														
kaolinite	1,0	1,5	3,0	2,0	1,5	2,0	3,0	1,5	1,5	2,0	2,0	1,5	1,9	0,6
hématite	99,0	98,5	97,0	98,0	98,5	98,0	97,0	98,5	98,5	98,0	98,0	98,5	98,1	0,6
Taux de substitution en % de moles														
Al ₂ O ₃ (H)	1,0	1,0	0,8	1,9	3,6	2,0	0,0	0,2	0,3	1,2	1,4	0,4	1,2	1,0

TABLEAU. 35 - Composition chimique des hématites secondaires des cortex périnodulaires dans les cuirasses protopisolithiques d'un profil du bas-versant (moy. : moyenne ; s : écart type ; H : hématite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	33,23	27,71	20,93	47,13	44,10	32,49	44,50	45,35	45,46	2,08	3,00	5,82	3,53	2,32	4,20	1,60	2,08	2,87
TiO ₂	0,15	0,13	0,21	0,00	0,10	0,19	0,00	0,05	0,00	0,46	0,32	0,56	0,22	0,24	0,23	0,25	0,28	0,34
ZrO ₂	0,12	0,08	0,04	0,04	0	0	0,04	0	0	0	0	0	0	0,14	0	0	0,1	0
Al ₂ O ₃	30,96	26,20	23,32	37,88	36,42	28,76	36,56	37,49	37,43	3,71	4,62	7,06	5,62	5,38	5,01	4,98	3,79	4,74
Cr ₂ O ₃	0	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0	0	0	0,11	0,10	0,09	0,10	0,08	0,04	0,03	0,07	0,10
Fe ₂ O ₃	20,38	31,03	43,08	2,21	6,79	28,20	2,11	2,38	1,48	83,15	81,55	79,28	79,60	78,11	81,66	81,78	82,59	79,63
Mn ₂ O ₃	0,1	0	0	0,1	0	0,04	0,12	0,02	0	0	0	0,05	0	0,02	0,03	0	0	0
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,40	0,15	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00
Ce ₂ O ₃	0,05	0,21	0,29	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,26	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,26	0,00
P ₂ O ₅	0,28	0,02	0,48	0,08	0,00	0,04	0,06	0,06	0,11	0,98	1,01	0,31	1,04	0,14	0,30	1,20	0,95	0,43
CuO	0,08	0,29	0,15	0,10	0,00	0,10	0,12	0,00	0,00	0,00	0,41	0,22	0,14	0,01	0,16	0,01	0,00	0,21
BaO	0,00	0,00	0,21	0,00	0,33	0,19	0,00	0,13	0,21	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0,08	0,08	0,01	0,10	0,03	0,07	0,05	0,04	0,10	0,04	0,03	0,05	0,05	0,06	0,00	0,13	0,00	0,04
MgO	0,17	0,12	0,03	0,11	0,09	0,03	0,08	0,06	0,08	0,03	0,03	0,03	0,03	0,09	0,02	0,07	0,04	0,06
Na ₂ O	0,09	0,08	0,00	0,00	0,04	0,11	0,02	0,07	0,00	0,07	0	0	0	0	0,09	0,07	0,01	0
K ₂ O	0,15	0,09	0,08	0,02	0,08	0,07	0,08	0,10	0,07	0,07	0	0,09	0,01	0	0	0,07	0	0
Total	85,84	86,04	89,23	88,14	87,98	90,29	83,96	85,75	84,94	91,02	91,33	93,56	90,46	86,59	91,92	90,19	90,52	88,42
composition minéralogique en % de moles																		
kaolinite	64,3	51,2	35,0	96,3	92,0	59,0	99,8	99,4	98,6	3,0	4,5	8,6	5,3	3,6	6,2	2,4	3,1	4,4
hématite	35,7	48,8	65,0	0,0	8,0	41,0	0,2	0,0	0,0	97,0	95,5	91,4	94,7	96,4	93,8	97,6	96,9	95,6
quartz (SiO ₂ r)	0,0	0,0	0,0	3,7	0,0	0,0	0,0	0,6	1,4									
Taux de substitution en % de moles																		
Al ₂ O ₃ (H)	17,2	12,0	16,7	0,0	0,0	6,0	0,0	0,0	0,0	3,5	3,8	4,0	4,9	6,4	2,7	6,5	3,7	4,3
Fe ₂ O ₃ (K)	0,0	0,0	0,0	3,5	2,8	0,0	3,3	2,4	2,4									
Feuillets à kaolinite dominante										Feuillets à hématite dominante								

TABLEAU. 36 - Variation de la composition chimique de feuillets de kaolinites ferruginisés dans la cuirasse nodulaire d'un profil du versant boisé (moy. : moyenne ; s : écart type ; H: hématite; K: kaolinite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	moy.	s
SiO ₂	43,53	44,52	43,61	42,98	43,7	37,69	39,43	37,49	43,51	43,3	44,93	43,78	45,12	44,26	42,69	2,54
TiO ₂	0,59	0,34	0,62	0,43	0,73	0,36	0,21	0,27	0,42	0,34	0,49	0,54	0,52	0,47	0,45	0,14
ZrO ₂	0	0	0,15	0	0	0	0	0	0,08	0,04	0,27	0,04	0	0,04		
Al ₂ O ₃	32,18	35,67	31,72	27,45	31,53	24,42	26,13	23,98	26,98	26,63	28,86	26,99	27,15	26,09	28,27	3,32
Cr ₂ O ₃	0	0,03	0,06	0,07	0	0,04	0,03	0,05	0,07	0,05	0,1	0	0,1	0	0,04	0,04
Fe ₂ O ₃	5,16	3,72	11,37	10,46	7,79	3,91	3,98	3,18	4,72	4,18	5,21	4,53	4,92	5,92	5,65	2,5
Mn ₂ O ₃	0	0,14	0,03	0	0,02	0	0,23	0,02	0	0,07	0,01	0	0,12	0,03		
La ₂ O ₃	0,07	0,22	0	0	0,07	0	0	0	0,29	0	0,59	0	0	0,22		
Ce ₂ O ₃	0	0,27	0	0,02	0,4	0	0	0	0	0,2	0	0,02	0	0		
P ₂ O ₅	0,04	0	0,02	0,08	0	0,08	0,04	0,08	0,1	0	0,02	0,06	0,18	0	0,05	0,05
CuO	0,1	0,03	0,06	0,07	0	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02	0	0	0	0	0,03	0,03
BaO	0	0,31	0	0,2	0	1,01	0,67	0,47	0,88	0	0,39	0,85	0,85	1,34	0,5	0,44
CaO	0,08	0	0,03	0	0,05	0,03	0,08	0,12	0,08	0,14	0	0,04	0,13	0,04	0,06	0,05
MgO	0,92	0,4	0,7	1,32	1,07	1,52	1,33	1,33	2,01	1,61	1,73	2,13	2,23	2,28	1,47	0,58
Na ₂ O	0,64	2,06	0,39	0,18	0,76	0,56	0,33	0,45	0,53	0,34	0,73	0,57	0,42	0,55	0,61	0,45
K ₂ O	9,53	7,97	10,24	10,02	9,55	7,85	5,85	6,2	8,38	6,75	9,81	9,36	9,56	9,43	8,61	1,46
Total	92,84	95,68	99	93,28	95,44	77,51	78,34	73,69	88,08	83,67	93,14	88,91	91,3	90,67	88,68	7,61

TABLEAU. 37 - Variation de la composition chimique des micas reliques altérés dans la saprolite fine d'un profil du bas-plateau (moy. : moyenne ; s : écart type).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	moy.	s
SiO ₂	41,75	41,16	42,94	43,37	44,92	44,95	45,58	43,52	1,70
TiO ₂	0	0,03	0,06	0,06	0	0	0,06		
ZrO ₂	0	0,2	0	0	0,04	0	0,04		
Al ₂ O ₃	32,84	32,22	33,52	33,25	35,99	35,89	36,02	34,25	1,66
Cr ₂ O ₃	0	0,06	0	0,02	0	0,04	0,01		
Fe ₂ O ₃	2,19	2,01	1,65	2,50	2,25	1,76	3,51	2,27	0,62
Mn ₂ O ₃	0	0	0	0,04	0	0,03	0		
La ₂ O ₃	0,00	0,15	0,00	0,00	0,66	0,22	0,14	0,17	0,23
Ce ₂ O ₃	0,40	0,00	0,12	0,10	0,27	0,15	0,17	0,17	0,13
P ₂ O ₅	0	0,06	0,08	0	0	0,06	0		
CuO	0	0	0,02	0,02	0	0	0,02		
BaO	0,00	0,21	0,08	0,34	0,39	0,23	0,08	0,19	0,14
CaO	0,04	0,08	0,05	0,04	0,07	0,05	0,08	0,06	0,02
MgO	0,04	0,06	0,24	0,31	0,06	0,13	0,02	0,12	0,11
Na ₂ O	0,06	0,04	0,09	0,00	0,04	0,02	0,02	0,04	0,03
K ₂ O	0,00	0,10	0,99	0,00	0,04	0,07	0,14	0,19	0,36
Total	77,32	76,38	79,78	80,01	84,73	83,6	85,89	80,98	3,73
composition minéralogique en % de moles									
kaolinite	87,0	87,0	86,0	84,0	90,0	89,0	88,0	87,3	2,0
goethite	7,0	6,0	5,0	7,0	7,0	5,0	10,0	6,7	1,7
quartz (SiO _{2r})	6,0	7,0	9,0	9,0	3,0	6,0	2,0	6,0	2,7
Taux de substitution % de moles									
Fe ₂ O ₃ (K)	3,9	3,7	2,9	4,3	3,7	2,9	5,8	3,9	1,0

TABLEAU. 38 - Composition chimique des plasmas d'altération kaoliniques dans la saprolite fine d'un profil du bas-plateau (moy. : moyenne ; s : écart type ; an.4: kaolinite d'altération d'un micas ; An. 6,7 : plasmas cryptocristallins ; K : kaolinite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	41,86	41,31	44,61	46,82	46,23	42,44	43,53	36,36	37,31	42,01	1,22	1,64	1,08	0,70	0,79	1,35	1,44
TiO ₂	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,06	0,09	0	0,09	0,03	0,06	0,00	0,00	0,20	0,11
ZrO ₂	0,16	0,08	0,08	0	0	0,2	0,08	0,31	0	0,08	0	0	0,34	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	34,14	34,15	37,90	38,38	37,50	35,05	36,83	30,96	31,43	34,71	2,01	1,44	1,80	1,20	1,15	1,92	2,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,05	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	0,23	0,10	0,03	0,06	0,00	0,02	0,00	0,06	0,06	0,02
Fe ₂ O ₃	5,75	10,02	2,54	1,14	2,28	6,94	5,50	18,63	16,62	10,44	78,80	79,55	79,58	78,09	79,92	79,52	78,06
Mn ₂ O ₃	0	0,06	0	0,04	0	0	0,01	0	0,03	0,02	0	0,1	0	0,01	0,12	0	0
La ₂ O ₃	0,00	0,14	0,00	0,00	0,22	0,29	0,00	0,00	0,57	0	0	0	0	0	0	0,35	0
Ce ₂ O ₃	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,31	0,2	0,00	0,00	0,33	0,10	0,25	0,00	0,02
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,00	0,08	0,04	0,02	0,00	0,14	0,02	0,06	2,25	2,17	2,37	1,60	1,88	2,50	1,89
CuO	0	0	0,07	0	0	0,12	0	0	0	0	0,28	0,06	0,20	0,00	0,25	0,16	0,35
BaO	0	0	0,18	0	0	0,02	0	0,14	0,02	0	0,23	0	0	0,1	0	0	0
CaO	0,04	0,05	0,06	0,09	0,14	0,00	0,06	0,00	0,04	0	0,05	0,06	0	0	0,07	0	0,01
MgO	0,00	0,05	0,04	0,07	0,07	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,04	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,02	0	0,03	0,01	0,03	0,03	0,05	0,04	0	0	0,06	0,03	0,01	0,04	0,11	0,21	0,03
K ₂ O	0,10	0,01	0,06	0,07	0,04	0,00	0,11	0,04	0,04	0	0	0	0,03	0,02	0,05	0	0,04
Total	82,20	86,29	85,59	86,74	86,55	85,55	86,22	86,93	86,61	87,49	85,11	85,12	85,82	81,86	84,65	86,27	84,01
composition minéralogique en % de moles																	
kaolinite	94,0	87,0	86,0	97,0	98,0	91,0	91,5	72,0	75,5	86	2,0	2,7	1,7	1,2	1,3	2,1	2,4
hématite	6,0	13,0	14,0	0,0	0,0	9,0	8,5	38,0	24,5	14	98,0	97,3	98,3	98,8	98,7	97,9	97,6
quartz (SiO ₂ r)	0,0	0,0	0,0	3,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0								
Taux de substitution en % de moles																	
Al ₂ O ₃ (H)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,3	0,0	0	1,9	0,9	1,7	1,2	0,9	1,5	1,6
Fe ₂ O ₃ (K)	4,0	2,7	0,0	1,8	3,7	2,8	0,5	0,0	1,0	2,8	0	0	0	0	0	0	0
Feuillets à kaolinite dominante											Feuillets à hématite dominante						

TABLEAU. 39 - Variation de la composition chimique des kaolinites ferruginisées dans la cuirasse vermiforme des profils de bas-plateau (moy. : moyenne ; s : écart type ; H : hématite ; K : kaolinite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	moy.	s
SiO ₂	9,30	13,59	14,54	13,25	13,00	13,14	13,05	16,09	13,28	1,91
TiO ₂	0,92	0,43	0,42	0,76	0,33	0,49	0,86	0,56	0,60	0,22
ZrO ₂	0,02	0,00	0,05	0,12	0,05	0,00	0,00	0,22		
Al ₂ O ₃	8,79	12,12	15,60	11,55	11,91	16,56	15,37	14,94	13,26	2,66
Cr ₂ O ₃	0,13	0,04	0,16	0,19	0,14	0,02	0,09	0,25	0,13	0,08
Fe ₂ O ₃	74,77	66,51	58,26	66,19	63,60	57,63	55,79	60,63	62,92	6,21
Mn ₂ O ₃	0,00	0,00	0,06	0,00	0,12	0,00	0,04	0,00		
La ₂ O ₃	0,01	0	0	0	0	0,02	0	0		
Ce ₂ O ₃	0,09	0	0	0	0	0,1	0,15	0		
P ₂ O ₅	0,19	0,42	0,40	0,11	0,19	0,16	0,29	0,06	0,23	0,13
CuO	0,01	0,00	0,04	0,05	0,00	0,15	0,17	0,00		
BaO	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,07	0,07	0,30		
CaO	0,08	0,05	0,04	0,02	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,02
MgO	0,02	0,01	0,07	0,02	0,06	0,05	0,08	0,07	0,05	0,03
Na ₂ O	0,03	0,03	0,05	0	0,05	0	0	0		
K ₂ O	0,06	0,03	0,06	0,10	0,12	0,00	0,05	0,11	0,07	0,04
Total	94,42	93,23	89,89	92,63	89,63	88,44	86,05	93,28	90,67	2,93
composition minéralogique en % de moles										
kaolinite	7,5	11,8	13,2	12,0	11,7	11,7	12,2	14,6	11,8	2,0
goethite	92,5	88,2	86,8	88,0	88,3	88,3	87,8	85,4	88,2	2,0
Taux de substitution en % de moles										
AlO(OH)	3,6	2,6	16	0,2	4	25,6	21,4	6,4	10	9,6

TABLEAU. 40 - Variation de la composition chimique des plasmas d'altération goethitiques dans la cuirasse vermiforme d'un profil de bas-plateau (moy. : moyenne ; s : écart type ; G : goethite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	moy.	s
SiO ₂	13,82	14,12	14,92	13,77	15,19	10,86	13,78	1,54
TiO ₂	0,34	0,28	0,75	0,63	0,76	1,30	0,68	0,37
ZrO ₂	0,00	0,00	0,21	0,03	0,18	0,07	0,08	0,09
Al ₂ O ₃	14,46	16,56	18,46	17,84	18,25	15,68	16,88	1,59
Cr ₂ O ₃	0,09	0,11	0,05	0,00	0,10	0,01	0,06	0,05
Fe ₂ O ₃	53,90	53,33	50,88	53,16	50,16	52,86	52,38	1,50
Mn ₂ O ₃	0,25	0,01	0,01	0	0	0		
La ₂ O ₃	0,13	0,06	0	0,06	0	0		
Ce ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,15		
P ₂ O ₅	0,52	0,38	0,43	0,43	0,49	1,03	0,55	0,24
CuO	0,10	0,31	0,13	0,00	0,00	0,00	0,09	0,12
BaO	0	0	0	0	0	0		
CaO	0,06	0,07	0,06	0,01	0,01	0,04	0,04	0,03
MgO	0,03	0,04	0	0,07	0,05	0		
Na ₂ O	0,00	0,14	0,00	0,05	0,04	0,10	0,06	0,06
K ₂ O	0	0	0	0,03	0	0		
Total	83,7	85,35	85,9	86,01	85,42	82,1	84,59	1,58
composition minéralogique en % de moles								
kaolinite	14	13,5	14	13	15	10	13,3	1,7
goethite	86	86,5	86	87	85	90	86,8	1,7
Taux de substitution en % de moles								
AlO(OH)	14,6	23,6	30	30,6	28,6	32	26,6	6,6

TABLEAU. 41 - Composition chimique des plasmas d'illuviation à kaolinite-goethite dans la cuirasse vermiforme d'un profil du bas-plateau (moy. : moyenne ; s : écart ; G : goethite)

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	moy.	s
SiO ₂	0,89	4,39	2,60	2,09	2,47	4,06	2,45	2,71	1,19
TiO ₂	0,14	0,33	0,24	0,00	0,10	0,18	0,26	0,18	0,11
ZrO ₂	0,03	0	0	0	0	0	0,1		
Al ₂ O ₃	1,44	4,04	2,08	1,47	3,14	4,06	2,45	2,67	1,11
Cr ₂ O ₃	0	0	0,02	0	0	0,03	0,09		
Fe ₂ O ₃	80,49	80,43	83,08	86,11	83,11	83,46	80,37	82,44	2,14
Mn ₂ O ₃	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00		
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,71	0,00		
Ce ₂ O ₃	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00		
P ₂ O ₅	0,28	0,56	0,30	0,32	0,53	0,41	0,02	0,35	0,18
CuO	0,20	0,00	0,00	0,12	0,01	0,00	0,00		
BaO	0	0	0,02	0	0	0	0		
CaO	0	0	0,01	0,01	0,07	0	0,11		
MgO	0	0,09	0	0	0	0,07	0,01		
Na ₂ O	0,08	0,08	0,18	0,02	0,16	0,10	0,10	0,10	0,05
K ₂ O	0,03	0,04	0,04	0,02	0,13	0,04	0,05	0,05	0,04
Total	83,55	90,00	88,95	90,15	89,65	93,14	85,70	88,49	3,16
composition minéralogique en % de moles									
kaolinite	1,0	7,0	4,0	3,0	4,0	6,0	4,0	4,1	2,0
hématite	99,0	93,0	96,0	97,0	96,0	94,0	96,0	95,9	2,0
Taux de substitution en % de moles									
Al ₂ O ₃ (H)	1,3	0,6	0,2	0,0	1,9	1,1	0,7	0,8	0,7
Fe ₂ O ₃ (K)	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0		

TABLEAU. 42 - Composition chimique des plasmas d'altération hématitiques dans les cuirasses vermiformes des profils du bas-plateaux (moy. : moyenne ; s : écart type ; H : hématite).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	moy.	s
SiO ₂	1,34	2,23	1,52	1,78	1,85	1,87	1,07	1,59	1,09	1,59	0,38
TiO ₂	0	0,08	0,06	0,03	0	0	0	0	0,17		
ZrO ₂	0,1	0	0	0	0,1	0	0	0,03	0		
Al ₂ O ₃	1,66	3,17	3,61	2,46	3,14	1,96	2,74	2,34	1,97	2,56	0,65
Cr ₂ O ₃	0,07	0,18	0,26	0,09	0,18	0,18	0,15	0,16	0,00	0,14	0,08
Fe ₂ O ₃	75,17	77,59	74,08	77,07	77,89	78,82	74,93	77,41	79,83	76,98	1,9
Mn ₂ O ₃	0,00	0,04	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,18	0,23		
La ₂ O ₃	0,23	0,00	0,00	0,29	0,00	0,12	0,29	0,23	0,17	0,15	0,12
Ce ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00		
P ₂ O ₅	1,52	1,53	1,29	2,09	1,60	1,27	1,69	2,00	2,03	1,67	0,31
CuO	0,22	0,22	0,06	0,24	0,20	0,00	0,17	0,05	0,17	0,15	0,09
BaO	0,17	0,25	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,10		
CaO	0,03	0,00	0,27	0,03	0,02	0,00	0,10	0,03	0,02	0,06	0,09
MgO	0,03	0	0,14	0	0,01	0	0,02	0	0,02		
Na ₂ O	0,01	0,13	0,03	0,12	0,08	0,04	0,06	0,07	0,05	0,07	0,04
K ₂ O	0,01	0,05	0	0	0,04	0,06	0,1	0,02	0,02		
Total	80,56	85,51	81,33	84,3	85,11	84,55	81,32	84,27	85,87	83,36	2,0
composition minéralogique en % de moles											
kaolinite	1,1	1,8	2,3	1,5	1,5	1,5	0,9	1,3	0,9	1,3	0,1
goethite	98,9	98,2	97,7	98,5	98,5	98,5	99,1	98,7	99,1	98,7	0,9
Taux de substitution en % de moles											
AlO(OH)	2,2	5	4	3,8	6	1,4	7,4	4	4	4,8	0,4

TABLEAU. 43 - Composition chimique des goethites secondaires de cortex dans les cuirasses vermiformes des profils du bas-plateau (moy. : moyenne ; s : écart type).

Oxydes	1	2	3	4	5	6	moy.	s
SiO ₂	14,47	15,45	16,57	16,61	16,71	15,02	15,81	0,96
TiO ₂	2,48	0,69	0,63	1,10	0,67	0,57	1,02	0,74
ZrO ₂	0,10	0,00	0,00	0,18	0,00	0,18		
Al ₂ O ₃	12,94	13,08	13,85	14,70	15,48	14,61	14,11	1,00
Cr ₂ O ₃	0	0,06	0,05	0	0,01	0		
Fe ₂ O ₃	60,57	61,00	60,29	57,37	55,01	54,85	58,18	2,83
Mn ₂ O ₃	0	0	0,07	0,02	0	0		
La ₂ O ₃	0,00	0,13	0,32	0,00	0,00	0,25		
Ce ₂ O ₃	0,00	0,00	0,21	0,30	0,02	0,08	0,10	0,13
P ₂ O ₅	0,20	0,37	0,21	0,09	0,38	0,43	0,28	0,13
CuO	0,06	0,00	0,00	0,08	0,08	0,03	0,04	0,04
BaO	0	0	0	0	0	0		
CaO	0,08	0,15	0,05	0,05	0,00	0,1	0,07	0,05
MgO	0,08	0	0,04	0,03	0	0,03		
Na ₂ O	0,17	0,14	0,05	0,06	0,14	0,13	0,12	0,05
K ₂ O	0,06	0,01	0,00	0,09	0,09	0,09	0,06	0,04
Total	91,21	91,08	92,34	90,68	88,59	86,37	89,79	2,14
composition minéralogique en % de moles								
kaolinite	24,0	25,0	27,0	27,5	28,0	26,0	26,3	1,5
hématite	76,0	75,0	73,0	72,5	72,0	74,0	73,8	1,5
Taux de substitution en % de moles								
Al ₂ O ₃ (H)	1,5	0,0	0,0	1,5	3,5	5,0	2,0	2,0
Fe ₂ O ₃ (K)	0,0	0,4	1,7	0,0	0,0	0,0		

TABLEAU. 44 - Composition chimique des plasmas argilo-ferrugineux micronodulaire à kaolinite-hématite dans la cuirasse nodulaire d'un profil du troisième système (moy. : moyenne ; s : écart type ; H : hématite ; K : kaolinite).

**ANNEXE. 4 - TABLEAUX D'ANALYSES MINERALOGIQUES ET
GEOCHIMIQUES DES FACIES D'ALTERATION (Chapitre. 4)**

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	m	s
prof. (m)	12.5	12	11.5	11	10.5	10	9.7		
minéral % poids									
quartz	0	1	0	0	0	0	0	0	0
kaolinite	64	69	72	57	13	67	18	51	25
goethite	36	30	28	43	42	33	30	35	6
hématite	0	0	0	0	0	0	0	0	
gibbsite	0	0	0	0	45	0	53	14	24
Total	100	100	100	100	100	100	101	100	1
RHG	0	0	0	0	0	0	0	0	
RKGi	100	100	100	100	22	100	25	78	37

TABLEAU. 45 - Composition minéralogique de la saprolite fine dans un profil d'altération à l'amont du versant (prof.: profondeur; m: moyenne; s: écart type; RHG: 100 hématite / hématite + goethite; RKGi: 100 kaolinite / kaolinite + gibbsite).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	8	m	s
prof. (m)	9.5	9	8.5	8	7.5	7	6.7	6.5		
minéral % poids										
quartz	0	0	2	0	0	2	1	2	1	1
kaolinite	68	62	46	59	47	39	34	35	49	13
goethite	27	38	40	36	38	40	44	47	40	6
hématite	5	0	0	0	6	0	7	0	2	3
gibbsite	0	0	12	5	8	20	15	16	10	7
Total	100	100	100	100	99	101	101	100	102	1
RHG	16	0	0	0	14	0	13	0	5	7
RKGi	100	100	79	92	85	66	69	69	83	14

TABLEAU. 46 - Composition minéralogique de l'argile tachetée dans un profil d'altération à l'amont du versant (prof.: profondeur; m: moyenne; s: écart type; RHG et RKGi: voir tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	m	s
prof. (m)	4	3.5	3	2.5	2	1.5	1	.5	.2		
minéral % poids											
quartz	2	6	0	0	0	0	0	0	0		
kaolinite	23	8	19	27	22	25	27	21	23	22	6
goethite	43	42	37	33	25	22	31	14	16	29	11
hématite	18	24	27	30	39	41	25	50	42	33	11
gibbsite	15	21	17	10	14	12	16	15	19	15	3
Total	101	101	100	100	100	100	99	100	100	99	1
RHG	29	36	43	47	61	65	45	78	73	53	17
RKGi	60	27	53	73	61	67	63	58	55	59	13

TABLEAU. 47 - Composition minéralogique de la cuirasse nodulaire dans le profil à l'amont du versant (prof., m, s, RHG, RKGi: cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	m	s
prof. (m)	12	11.5	11.1	10.6	9.55	8.05	7.05		
minéral % poids									
quartz	5	5	6	7	5	1	0	4	3
kaolinite	67	67	71	77	71	67	75	71	4
goethite	27	24	19	14	19	30	22	22	5
hématite	1	4	4	2	5	3	3	3	1
gibbsite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	101	100	101	100	99	0
RHG	4	13	18	14	22	9	8	13	6

TABLEAU. 48 - Composition minéralogique de l'argile tachetée dans le profil d'altération à l'aval du versant (prof., m, s, RHG: cf. tableau. 45)

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	8	m	s
prof. (m)	12.5	10.1	8.6	7.6	6.55	6.05	4.5	4.05		
minéral % poids										
quartz	6	3	1	3	3	3	3	5	3	2
kaolinite	54	64	60	58	60	60	53	55	58	4
goethite	37	29	32	36	31	31	39	36	34	4
hématite	3	4	6	3	6	6	4	4	5	2
gibbsite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
RHG	8	13	17	8	17	16	10	11	13	4

TABLEAU. 49 - Composition minéralogique de la carapace vermiforme dans le profil d'altération à l'aval du versant (prof., m, s, RHG: cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	m	s
prof. (m)	2,05	1,55	1	0,5	0,1		
minéral % poids							
quartz	5	6	4	5	2	4	2
kaolinite	18	14	13	15	16	15	2
goethite	20	11	20	23	10	17	6
hématite	33	40	40	37	58	42	10
gibbsite	25	28	23	21	14	22	5
Total	101	99	100	101	100	100	1
RHG	63	78	67	62	86	71	10
RKGi	42	33	36	42	53	41	8

TABLEAU. 50 - Composition minéralogique de la cuirasse nodulaire à protopisolithique dans le profil à l'aval du versant (prof., m, s, RHG, RKGi: cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	m	s
prof. (m)	4.5	4.5	2.85	2.15	1.85	1.1		
minéral % poids								
quartz	2	1	2	2	18	17	7	8
kaolinite	42	40	39	39	39	22	37	7
goethite	30	41	33	22	9	25	27	11
hématite	20	9	11	31	18	18	18	8
gibbsite	8	8	15	5	15	17	11	5
Total	102	99	100	99	99	99	100	1
RHG	40	17	25	58	67	42	42	19
RKGi	84	83	72	89	72	56	76	12

TABLEAU. 51 - Composition minéralogique de l'horizon nodulaire dans les profils d'altération des bas-plateprof., m, s, RHG, RKGi,, RHG, RKGi, cf tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	m	s
prof. (m)	6.9	6.2	5.8	4	2.6	1.3		
minéral % poids								
quartz	2	1	14	3	5	3	5	5
kaolinite	43	43	37	45	47	44	43	3
goethite	44	44	38	49	42	41	43	4
hématite	11	11	11	3	7	12	9	3
gibbsite	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	99	100	100	101	100	100	0
RHG	20	21	22	7	14	22	18	6

TABLEAU. 52 - Composition minéralogique de la carapace vermiforme dans les profils des bas-plateaux (prof., m, s, RHG : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	m	s
prof. (m)	6	5.5	5.1	3.4	2.85	2.8	2.15	1.85	1.7	.95	.1		
minéral % poids													
quartz	6	2	4	1	3	3	6	2	3	1	2	3	2
kaolinite	39	35	29	46	40	44	30	42	44	50	30	39	7
goethite	40	56	56	50	46	49	36	51	38	39	40	46	7
hématite	15	6	11	3	12	5	12	5	15	9	13	10	4
gibbsite	0	0	0	0	0	0	16	0	0	0	14	3	
Total	100	99	100	100	101	101	100	100	101	99	99	101	1
RHG	27	10	17	6	20	9	25	9	29	19	25	18	8
RKGi	100	100	100	100	100	100	65	100	100	100	68	94	14

TABLEAU. 53 - Composition minéralogique de la cuirasse vermiciforme dans les profils des bas-plateaux (prof., m, s, RHG, RKGi : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	3	4	5	6	m	s
prof. (m)	3.4	1.5	.5	.5	.1		
minéral % poids							
quartz	5	4	5	2	0	3	2
kaolinite	25	31	9	36	44	29	13
goethite	18	20	16	29	10	19	7
hématite	36	30	48	22	45	36	11
gibbsite	16	15	22	10	0	13	8
Total	100	100	100	99	99	100	1
RHG	67	60	75	43	81	65	15
RKGi	61	67	29	78	100	67	26

TABLEAU. 54 - Composition minéralogique de la cuirasse nodulaire à protopisolithique dans les profils des bas-plateaux (prof., m, s, RHG, RKGi : tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	moy.	s	6	7	8	9	10	moy.	s
prof. (m)	9	8	5,9	4	3,4			2,8	2,5	2	1	0,1		
SiO ₂	9,60	11,50	15,50	17,20	27,80	16,32	7,10	14,80	17,80	16,00	12,70	12,60	14,78	2,22
Al ₂ O ₃	14,10	13,40	15,30	16,50	25,00	16,86	4,70	17,80	19,90	17,70	20,00	16,70	18,42	1,46
Fe ₂ O ₃	61,70	60,40	57,20	53,90	32,90	53,22	11,75	52,30	49,10	52,10	53,00	59,10	53,12	3,66
Mn ₃ O ₄	0,04	0,05	0,05	0,20	0,07	0,08	0,07	0,07	0,11	0,08	0,06	0,06	0,08	0,02
MgO	0,05	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,01	0,04	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	1,70	2,00	2,40	2,20	2,40	2,14	0,30	2,17	2,07	2,17	1,99	2,05	2,09	0,08
P ₂ O ₅	0,90	0,94	0,34	0,22	0,32	0,54	0,35	0,38	0,42	0,43	0,41	0,36	0,40	0,03
H ₂ O	12,25	11,91	8,80	10,10	11,25	10,86	1,41	10,73	10,87	9,69	10,74	8,67	10,14	0,95
Total	100,34	100,23	99,63	100,37	99,77	100,07	0,34	98,29	100,30	98,20	98,90	99,54	99,05	0,88
Sr	86	499	128	36	313	212	191	14	15	17	15	15	15	1
Ba	235	1372	223	267	119	443	522	14	17	15	15	14	15	1
V	1184	1064	1409	1139	757	1111	236	1129	1028	1137	1224	1414	1186	130
Ni	41	38	56	85	48	54	19	99	85	48	50	36	64	27
Co	19	10	11	36	10	17	11	22	23	18	16	19	20	3
Cr	223	220	291	304	392	286	71	260	184	287	360	454	309	103
Zn	58	60	80	92	58	70	16	116	52	65	55	33	64	31
Cu	491	534	159	289	118	318	189	304	217	208	174	81	197	81
Sc	95	91	63	78	32	72	26	55	46	50	45	30	45	9
Y	12	28	10	6	11	13	8	7	6	7	6	7	7	1
Zr	212	254	317	294	378	291	63	271	303	274	341	328	303	31
La	64	302	76	34	220	139	116	24	20	27	15	14	20	6
Ce	160	690	280	378	361	374	197	57	46	51	22	42	44	13
Eu	3	14	0	0	1	4	6	0	0	0	0	0	0	0
Yb	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0
Nb	10	17	17	19	22	17	4	13	16	15	17	20	16	3

TABLEAU. 56 - Composition chimique de l'horizon nodulaire (an. 1 à 5) et de la cuirasse paranodulaire dans un profil du haut-plateau (prof., m, s :cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	m	s
prof. (m)	12.5	12	11.5	11	10	10.5	9.7		
SiO ₂	26,90	31,40	30,90	22,20	27,50	5,90	7,90	21,81	10,64
Al ₂ O ₃	24,60	26,30	27,70	23,00	26,40	33,90	39,90	28,83	5,97
Fe ₂ O ₃	31,30	26,30	25,00	39,40	29,50	36,40	25,80	30,53	5,56
Mn ₃ O ₄	0,14	0,13	0,17	0,16	0,17	0,14	0,10	0,14	0,03
MgO	0,07	0,12	0,04	0,06	0,10	0,03	0,03	0,06	0,04
TiO ₂	2,92	3,11	2,79	3,05	3,80	4,10	2,81	3,23	0,52
P ₂ O ₅	0,30	0,25	0,25	0,26	0,23	0,38	0,23	0,27	0,05
H ₂ O	12,53	12,42	12,47	11,87	12,25	19,73	21,91	14,74	4,21
Total	98,76	100,03	99,32	100,00	99,95	100,58	98,68	99,62	0,71
Sr	0	0	0	0	1	0	2	0	1
Ba	15	14	37	22	9	8	6	16	11
V	949	789	1070	1197	1010	1175	816	1001	161
Ni	112	74	117	117	124	39	63	92	33
Co	5	5	21	16	19	7	5	11	7
Cr	198	154	156	258	170	246	147	190	46
Zn	68	91	136	85	85	53	109	90	27
Cu	323	249	231	157	228	179	210	225	54
Sc	95	87	99	96	90	89	62	88	12
Y	13	29	16	13	16	8	12	15	7
Zr	226	267	217	239	262	251	187	236	28
La	3	5	5	3	4	3	20	6	6
Ce	80	151	214	130	97	313	74	151	86
Yb	0	5	1	1	2	0	1	1	2
Nb	12	14	9	8	14	15	11	12	3

TABLEAU. 57 - Composition chimique de la saprolite fine dans le profil d'altération à l'amont du versant (Prof., m, s : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	8	m	s	9	10	11
prof. (m)	9.5	9	8.5	8	7.5	7	6.7	6.5			6	5.5	5
SiO ₂	28,60	23,60	22,50	26,00	20,90	19,30	16,00	17,70	21,83	4,23	14,50	18,90	20,30
Al ₂ O ₃	25,90	24,80	25,00	25,50	22,90	27,10	21,90	23,20	24,54	1,73	21,10	21,40	23,20
Fe ₂ O ₃	28,60	34,60	34,80	30,90	38,60	34,50	43,50	40,00	35,69	4,85	47,70	45,30	41,10
Mn ₃ O ₄	0,10	0,12	0,13	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,01	0,09	0,08	0,09
MgO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,00	0,03	0,04	0,03
TiO ₂	2,89	3,73	3,75	2,87	2,80	2,93	3,01	3,44	3,18	0,40	2,69	2,27	2,44
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,19	0,15	0,20	0,19	0,34	0,30	0,22	0,07	0,22	0,31	0,25
H ₂ O	12,08	12,63	12,86	12,85	12,71	14,67	13,86	13,85	13,19	0,85	12,61	12,18	12,37
Total	98,35	99,75	99,27	98,44	98,27	98,85	98,77	98,65	REF!	0,50	98,94	100,48	99,78
Sr	1	1	1	3	3	3	4	5	3	2	4	5	5
Ba	5	4	3	5	3	4	5	7	5	1	5	4	5
V	919	1097	1128	994	1300	1100	1095	902	1067	128	1479	1434	1250
Ni	96	84	64	82	66	51	65	52	70	16	42	58	55
Co	9	10	6	9	11	7	6	14	9	3	5	13	7
Cr	137	160	175	88	161	215	202	88	153	47	314	179	186
Zn	94	69	82	91	84	101	104	107	92	13	106	94	79
Cu	247	339	357	350	395	304	626	467	386	116	413	449	463
Sc	71	81	81	74	84	84	101	84	83	9	69	75	70
Y	22	20	16	18	19	17	29	18	20	4	16	15	16
Zr	230	278	265	239	224	254	440	396	291	81	297	234	294
La	6	10	7	7	8	11	18	23	11	6	9	5	5
Ce	65	104	86	95	149	127	80	95	100	27	116	114	110
Yb	1	2	1	2	2	2	4	3	2	1	1	1	2
Nb	14	17	17	16	16	15	23	30	19	5	19	13	22

TABLEAU. 58 - Composition chimique de l'argile tachetée (an. 1 à 8) et de l'horizon nodulaire (an. 9 à 11 dans le profil à l'amont du versant (prof., moy., s : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	m	s
prof. (m)	4	3.5	3	2.5	2	1.5	1	.5	.2		
SiO ₂	12,30	9,50	8,80	12,10	9,70	11,40	12,30	9,40	10,50	10,67	1,38
Al ₂ O ₃	18,40	16,40	18,00	16,50	17,20	17,30	21,00	17,30	21,10	18,13	1,77
Fe ₂ O ₃	55,00	59,90	58,80	57,40	58,50	58,30	53,00	59,30	55,40	57,29	2,31
Mn ₃ O ₄	0,06	0,08	0,05	0,06	0,10	0,05	0,06	0,06	0,10	0,07	0,02
MgO	0,03	0,04	0,03	0,07	0,00	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02
TiO ₂	1,67	1,73	1,90	1,60	1,78	1,80	1,70	2,03	2,17	1,82	0,18
P ₂ O ₅	0,43	0,44	0,43	0,32	0,35	0,30	0,25	0,29	0,32	0,35	0,07
H ₂ O	11,38	10,94	11,66	10,73	10,79	10,51	12,47	10,25	11,25	11,11	0,67
Total	99,27	99,03	99,67	98,78	98,42	99,71	100,83	98,66	100,88	99,47	0,89
Sr	8	15	24	28	46	16	10	27	151	36	45
Ba	11	38	46	72	97	45	25	54	252	71	72
V	1162	1245	1219	1350	1356	1478	1290	1514	1502	1346	129
Ni	49	51	59	78	38	46	55	65	61	56	12
Co	10	15	16	17	12	8	15	13	13	13	3
Cr	290	396	365	286	473	351	199	498	407	363	95
Zn	76	73	62	80	75	75	89	74	79	76	7
Cu	412	330	261	381	232	276	433	313	262	322	72
Sc	74	77	77	80	65	70	78	63	53	71	9
Y	12	11	15	13	11	9	10	9	13	11	2
Zr	288	326	424	259	383	289	248	321	328	318	57
La	10	22	34	49	28	25	20	31	92	35	24
Ce	113	130	145	177	144	247	111	134	245	161	52
Yb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb	17	22	23	13	24	14	16	17	15	18	4

TABLEAU. 59 - Composition chimique de la cuirasse nodulaire du profil d'altération à l'amont du versant (prof., moy., s : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	m	s
prof. (m)	12	11.5	11.1	10.6	9.55	8.05	7.05		
SiO ₂	34,60	34,10	36,30	40,40	35,90	29,70	33,40	34,91	3,25
Al ₂ O ₃	25,30	24,70	26,40	28,90	26,60	24,70	28,10	26,39	1,64
Fe ₂ O ₃	24,30	23,90	20,70	14,50	21,60	27,90	21,70	22,09	4,12
Mn ₃ O ₄	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10	0,09	0,08	0,10	0,01
MgO	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,00
TiO ₂	3,94	4,13	4,11	4,76	4,32	3,78	3,71	4,11	0,36
P ₂ O ₅	0,43	0,41	0,34	0,28	0,31	0,40	0,36	0,36	0,06
H ₂ O	11,73	11,75	11,54	11,73	11,59	11,88	12,33	11,79	0,26
Total	100,47	99,17	99,55	100,74	100,48	98,51	99,74	99,81	0,81
Sr	71	57	61	71	59	59	61	63	6
Ba	113	95	101	111	96	96	78	99	12
V	588	615	550	395	568	642	534	556	80
Ni	48	52	43	33	38	58	48	46	8
Co	19	20	16	16	16	20	17	18	2
Cr	194	234	198	133	175	168	130	176	37
Zn	90	91	81	80	75	110	83	87	12
Cu	426	427	300	230	313	311	278	326	74
Sc	54	59	45	38	42	49	43	47	7
Y	46	44	44	46	43	37	42	43	3
Zr	494	585	498	639	485	563	484	535	61
La	137	133	156	166	140	108	100	134	24
Ce	119	107	115	129	148	280	280	168	77
Eu	3	2	2	2	2	3	3	2	1
Yb	5	5	5	5	5	5	5	5	0
Nb	22	22	23	25	23	23	25	23	1

TABLEAU. 60 - Composition chimique de l'argile tachetée dans le profil d'altération à l'aval du versant (prof., m, s : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	7	8	m	s
prof. (m)	12.5	10.1	8.6	7.6	6.55	6.05	4.5	4.05		
SiO ₂	29,20	31,20	27,80	25,60	26,20	25,30	20,90	21,30	25,94	3,57
Al ₂ O ₃	20,20	23,90	22,80	22,80	24,20	23,90	22,00	23,20	22,88	1,30
Fe ₂ O ₃	34,70	28,80	34,40	35,60	34,30	34,10	41,10	38,90	35,24	3,64
Mn ₃ O ₄	0,33	0,14	0,08	0,08	0,07	0,08	0,05	0,07	0,11	0,09
MgO	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,01
TiO ₂	3,22	3,75	3,36	3,15	3,01	2,96	2,48	2,39	3,04	0,45
P ₂ O ₅	0,51	0,37	0,45	0,47	0,47	0,49	0,61	0,49	0,48	0,07
H ₂ O	11,71	11,81	11,66	12,12	12,36	12,55	12,68	12,57	12,18	0,41
Total	99,93	100,03	100,61	99,87	100,66	99,44	99,87	98,97	99,92	0,56
Sr	41	54	48	49	44	49	49	44	47	4
Ba	366	88	82	76	65	65	59	53	107	105
V	817	681	819	794	835	757	877	841	803	60
Ni	60	45	62	60	57	68	51	58	58	7
Co	29	19	18	24	24	27	20	32	24	5
Cr	284	202	270	234	286	216	245	269	251	32
Zn	123	98	117	108	94	101	94	96	104	11
Cu	512	375	415	386	394	360	389	304	392	59
Sc	61	59	58	59	59	59	69	75	62	6
Y	42	39	38	35	36	34	27	23	34	6
Zr	390	509	444	425	396	402	346	364	410	51
La	88	110	89	87	70	89	65	56	82	17
Ce	305	100	127	127	575	140	115	157	206	162
Eu	2	1	2	1	2	0	0	0	1	1
Yb	6	4	5	5	5	4	3	3	4	1
Nb	19	23	23	21	22	23	17	19	21	2

TABLEAU. 61 - Composition chimique de la carapace vermiforme dans le profil d'altération à l'aval du versant (prof., m, s : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	m	s	6	7	8
prof. (m)	2.05	1.55	1	.5	.1			3.5	3.05	2.5
SiO ₂	12,70	12,00	9,90	11,60	9,10	11,06	1,50	23,80	21,50	20,60
Al ₂ O ₃	23,10	23,60	19,30	18,60	15,00	19,92	3,54	26,30	27,40	26,80
Fe ₂ O ₃	48,90	49,10	55,30	54,80	63,40	54,30	5,92	31,90	34,00	37,90
Mn ₃ O ₄	0,07	0,08	0,06	0,04	0,04	0,06	0,02	0,18	0,16	0,13
MgO	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	0,05	0,05	0,05
TiO ₂	2,92	2,99	2,32	2,02	1,91	2,43	0,50	3,30	3,47	2,99
P ₂ O ₅	0,24	0,23	0,35	0,54	0,79	0,43	0,24	0,32	0,25	0,22
H ₂ O	11,69	12,34	11,20	10,54	7,85	10,72	1,74	12,52	12,48	12,16
Total	99,65	100,38	98,47	98,17	98,12	98,96	1,01	98,37	99,31	100,85
Sr	24	18	64	32	24	32	18	39	24	20
Ba	36	19	32	46	25	32	10	58	42	30
V	974	962	1029	1326	1962	1251	424	684	701	653
Ni	53	48	58	54	45	52	5	74	57	52
Co	19	21	17	18	19	19	1	78	54	39
Cr	483	378	394	640	395	458	110	320	333	308
Zn	66	49	53	56	45	54	8	84	63	64
Cu	148	119	170	167	104	142	29	237	166	150
Sc	49	41	43	45	38	43	4	51	44	41
Y	14	11	12	10	7	11	3	22	16	143
Zr	626	559	434	407	342	474	116	616	594	538
La	26	20	51	29	31	31	12	46	31	28
Ce	114	80	80	68	76	84	18	403	157	200
Eu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yb	2	1	2	1	1	1	1	3	2	2
Nb	31	28	27	17	16	24	7	31	34	30

TABLEAU. 62 - Composition chimique de la cuirasse nodulaire à protopisolithique (an. 1 à 5) et de l'horizon nodulaire (an. 6 à 8) dans le profil à l'aval du versant (prof., m, s : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	m	s
prof. (m)	7	6.6	6.15	5.75	5.75		
SiO ₂	31,90	44,90	51,90	44,80	38,40	42,38	7,56
Al ₂ O ₃	27,80	28,70	28,90	31,90	31,40	29,74	1,80
Fe ₂ O ₃	24,70	9,20	3,60	6,70	18,90	12,62	8,85
Mn ₃ O ₄	0,13	0,14	0,10	0,07	0,08	0,10	0,03
MgO	0,00	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,02
K ₂ O	0,00	0,12	0,13	0,06	0,06	0,07	0,05
TiO ₂	3,20	5,00	4,20	3,00	3,00	3,68	0,89
P ₂ O ₅	0,25	0,18	0,16	0,20	0,24	0,21	0,04
H ₂ O	11,70	11,40	10,50	12,10	8,26	10,79	1,53
Total	99,68	99,70	99,53	98,88	100,38	99,63	0,53
Sr	0	63	82	99	58	60	37
Ba	5	95	75	80	49	61	35
V	641	298	112	308	582	388	219
Ni	93	28	31	44	54	50	26
Co	25	12	10	14	17	16	6
Cr	50	160	106	453	736	301	289
Zn	87	50	45	56	90	66	21
Cu	191	97	65	86	195	127	62
Sc	61	22	17	28	55	37	20
Y	12	19	22	27	21	20	5
Zr	305	585	633	586	525	527	130
La	16	81	121	212	108	108	71
Ce	10	169	227	383	172	192	134
Eu	0	1	2	4	2	2	1
Yb	2	2	3	3	2	2	1
Nb	10	28	36	37	30	28	11

TABLEAU. 63 - Composition chimique de la saprolite fine dans les profils d'latération du bas-plateaux (prof., m, s : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	m	s	7	8	9
prof. (m)	4.5	4.5	2.85	2.15	1.85	1.1			6,5	7,05	5,1
SiO ₂	20,20	19,50	19,30	19,80	35,00	26,40	23,37	6,31	25,70	29,60	29,00
Al ₂ O ₃	20,60	20,60	24,30	18,20	24,20	19,60	21,25	2,48	23,00	22,40	26,30
Fe ₂ O ₃	44,70	44,40	39,30	48,50	25,40	39,60	40,32	8,09	35,80	31,10	30,40
Mn ₃ O ₄	0,06	0,06	0,12	0,11	0,10	0,07	0,09	0,03	0,08	0,12	0,06
MgO	0,05	0,03	0,03	0,03	0,16	0,04	0,06	0,05	0,03	0,05	0,05
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,04	0,00	0,11	0,06
TiO ₂	2,20	1,90	3,90	2,00	3,90	1,40	2,55	1,08	2,80	3,50	2,60
P ₂ O ₅	0,35	0,38	0,24	0,25	0,16	0,20	0,26	0,09	0,35	0,29	0,30
H ₂ O	11,30	12,30	12,40	10,10	10,80	10,90	11,30	0,90	10,70	12,30	11,50
Total	99,46	99,17	99,59	98,99	99,83	98,21	99,19	0,57	98,46	98,46	100,27
Sr	19	16	12	20	15	7	15	5	9	33	38
Ba	17	16	15	60	34	8	25	19	50	64	26
V	676	1338	1003	1128	504	830	913	305	784	1131	1371
Ni	44	38	35	49	63	39	45	10	61	48	45
Co	19	17	18	20	14	19	18	2	18	15	17
Cr	418	519	975	989	216	659	629	309	164	208	771
Zn	67	77	77	70	45	60	66	12	76	73	65
Cu	134	362	147	170	123	189	188	89	171	249	139
Sc	41	71	45	47	33	51	48	13	56	48	51
Y	12	12	16	14	26	10	15	6	11	13	16
Zr	467	333	749	415	898	241	517	254	276	422	528
La	67	24	18	28	21	13	29	20	40	36	114
Ce	84	40	24	56	70	29	51	24	79	53	173
Yb	2	2	2	1	3	0	2	1	2	2	2
Nb	33	25	41	24	51	13	31	14	13	21	40

TABLEAU. 64 - Composition chimique de l'horizon nodulaire (an. 1 à 6) et de l'argile tachetée dans les profils d'altération des bas-plateaux (prof., m, s : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	6	m	s
prof. (m)	6,9	6,2	5,8	4	2,6	1,3		
SiO ₂	16,40	16,50	15,70	18,80	21,10	16,50	17,50	2,00
Al ₂ O ₃	17,00	17,30	17,38	17,50	18,50	18,00	17,60	0,50
Fe ₂ O ₃	51,70	51,80	53,45	47,20	44,50	50,20	49,80	3,30
Mn ₃ O ₄	0,09	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,07	0,01
MgO	0,06	0,03	0,04	0,00	0,03	0,06	0,04	0,02
K ₂ O	0,20	0,09	0,10	0,00	0,00	0,00	0,07	0,08
TiO ₂	2,20	1,90	1,70	1,50	1,80	1,70	1,80	0,20
P ₂ O ₅	0,36	0,35	0,43	0,68	0,39	0,39	0,43	0,12
H ₂ O	11,40	11,40	11,50	12,40	12,30	12,10	11,85	0,50
Total	99,41	99,44	100,37	98,13	98,69	99,02	99,16	0,76
Sr	14	15	16	25	15	12	16	5
Ba	162	40	48	18	21	15	51	56
V	982	1234	1454	1986	1183	1094	1322	361
Ni	50	49	46	69	75	38	55	14
Co	16	16	18	17	22	17	18	2
Cr	128	203	383	710	232	351	335	207
Zn	72	75	40	90	109	86	79	23
Cu	287	206	324	413	628	342	367	145
Sc	61	60	71	108	70	71	74	18
Y	8	8	11	19	21	13	13	6
Zr	265	239	231	268	378	326	285	57
La	15	11	22	35	27	10	20	10
Ce	10	19	30	64	35	10	28	20
Yb	1	1	2	3	4	2	2	1
Nb	11	12	11	19	14	8	13	4

TABLEAU. 65 - Composition chimique de la carapace vermiforme dans les profils d'altération du bas-plateaux (prof., m, s : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	3	5	6	7	8	9	10	11	m	s
prof. (m)	6	5.5	5.1	3.4	2.85	2.8	2.15	1.85	1.7	.95	.1		
SiO ₂	19,40	13,80	11,70	18,40	14,00	17,90	19,40	14,30	16,20	19,50	15,30	16,35	2,72
Al ₂ O ₃	15,80	14,00	11,40	18,00	16,40	17,40	21,80	17,20	18,00	20,20	20,80	17,36	3,01
Fe ₂ O ₃	52,30	56,90	62,30	47,80	55,20	49,60	44,10	53,70	51,50	45,20	48,90	51,59	5,32
Mn ₃ O ₄	0,05	0,05	0,94	0,06	0,07	0,07	0,08	0,06	0,08	0,08	0,07	0,07	0,26
MgO	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,06	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
TiO ₂	1,50	1,10	1,10	1,50	1,50	1,70	1,80	1,70	1,60	1,90	1,80	1,56	0,27
P ₂ O ₅	0,68	0,48	0,70	0,52	0,36	0,49	0,29	0,69	0,26	0,25	0,30	0,46	0,18
H ₂ O	10,40	12,10	11,10	12,40	11,20	12,30	12,00	12,10	11,40	12,10	12,10	11,75	0,63
Total	100,13	98,43	99,27	98,71	98,76	99,52	99,51	99,78	99,07	99,26	99,30	99,17	0,49
Sr	17	12	16	14	8	14	10	15	5	11	10	12	4
Ba	21	12	1478	13	11	15	14	17	13	12	10	147	441
V	1190	1700	964	1409	1284	1345	1052	1165	1206	985	893	1199	233
Ni	57	101	113	72	54	70	39	54	63	43	41	64	24
Co	18	27	54	23	17	19	12	19	21	19	16	22	11
Cr	365	363	482	250	344	302	587	486	444	332	412	397	97
Zn	72	166	237	113	93	107	73	88	119	78	66	110	51
Cu	217	990	1141	637	417	579	264	300	317	363	228	496	314
Sc	66	108	89	77	71	73	63	72	80	76	62	76	13
Y	11	39	40	20	10	18	11	12	12	13	10	18	11
Zr	184	154	166	256	216	336	301	307	237	358	349	260	75
La	48	29	32	34	9	27	15	20	10	10	6	22	13
Ce	70	42	220	25	10	43	18	28	141	10	10	56	66
Yb	1	9	9	4	0	3	1	2	1	2	1	3	3
Nb	16	14	14	17	12	19	18	19	14	7	10	15	4

TABLEAU. 66 - Composition chimique de la cuirasse vermiforme dans les profils d'altération du bas-pla-
teau (prof., m, s : cf. tableau. 45).

n°. éch.	1	2	3	4	5	m	s
prof. (m)	3.4	1.5	.5	.5	.1		
SiO ₂	16,30	17,40	9,40	18,60	17,40	15,82	3,68
Al ₂ O ₃	19,70	21,20	17,40	20,60	17,50	19,28	1,75
Fe ₂ O ₃	50,00	46,30	60,20	47,90	55,30	51,94	5,73
Mn ₃ O ₄	0,06	0,06	0,09	0,06	0,05	0,06	0,02
MgO	0,03	0,03	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01
TiO ₂	1,80	1,70	1,70	1,50	0,80	1,50	0,41
P ₂ O ₅	0,39	0,23	0,25	0,23	0,34	0,29	0,07
H ₂ O	12,10	12,00	10,40	11,20	8,80	10,90	1,36
Total	100,38	98,92	99,44	100,12	100,22	99,82	0,62
Sr	18	10	8	9	8	11	4
Ba	16	13	9	12	30	16	8
V	1389	1070	720	1237	1042	1092	250
Ni	39	41	44	50	35	42	6
Co	18	16	15	13	12	15	2
Cr	562	1035	540	659	621	683	246
Zn	66	65	41	68	59	60	11
Cu	281	139	63	162	90	147	84
Sc	69	44	29	49	32	45	16
Y	11	12	7	13	8	10	3
Zr	312	36	329	337	202	243	128
La	20	18	6	24	19	17	7
Ce	44	10	10	22	10	19	15
Yb	2	1	0	0	0		
Nb	12	24	24	18	12	18	6

TABLEAU. 67 - Composition chimique de la cuirasse nodulaire à protopisolithique dans les profils d'altération du bas-plateaux (prof., m, s : cf. tableau. 45).

**ANNEXE. 5 - TABLEAUX DES CALCULS DE BILAN ISO-Zr DANS LES
PROFILS D'ALTERATION (Chapitre. 4)**

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
1	n° éch.	da	dr	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	Mn ₃ O ₄	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
2	76	2,97	3,19	48,70	13,90	14,10	2,18	0,48	0,22	5,86	10,30	1,46	0,36
3	77	3,09	3,12	48,70	12,00	17,50	2,34	0,39	0,24	5,03	8,70	2,63	0,44
4	1	2,96	2,96	49,60	14,90	12,50	1,17	0,29	0,20	5,32	10,30	2,37	0,57
5	2	2,78	2,96	49,10	17,60	12,10	1,00	0,27	0,17	5,41	10,90	2,20	0,63
6	3	2,84	3,06	48,20	13,70	13,90	1,36	0,29	0,21	6,25	8,90	1,87	1,23
7	5	3,07	3,07	47,80	15,60	13,20	1,13	0,32	0,19	6,66	9,90	2,25	1,07
8	55	3,13	3,19	45,88	14,06	14,73	2,60	0,36	0,19	3,70	16,41	1,49	0,20
9	59	2,90	3,13	50,31	14,55	12,93	1,35	0,24	0,20	6,11	10,11	2,04	1,19
10													
11	4	2,60	2,84	48,50	14,40	13,80	1,43	0,32	0,18	5,49	8,80	2,10	0,63
12	6	2,20	2,78	45,00	14,90	16,30	1,17	0,25	0,15	6,98	7,10	1,17	0,49

	H	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z
1	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Zn	Cu	Sc	Y	Zr	Mn	La
2	251	28	316	104	46	119	130	197	29	46	285	1483	31
3	161	144	530	57	52	8	109	224	34	43	266	1711	18
4	198	177	266	75	44	107	106	91	32	28	128	1366	12
5	199	189	273	82	36	131	109	83	33	21	97	1212	11
6	179	429	298	134	51	116	120	81	33	29	133	1509	12
7	185	312	242	164	45	112	95	85	26	31	126	1313	12
8	1058	25	358	155	58	62	112	247	27	41	214	1277	23
9	277	517	256	178	68	122	115	141	32	27	128	1409	15
10													
11	206	155	277	144	39	106	103	114	30	26	148	1263	12
12	192	149	221	337	45	82	123	89	28	80	108	997	42

	AA	AB	AC	AD	AE
1	Ce	Yb	Nb	Eu	Lu
2	65	4,40	7	0	0,30
3	78	4,40	11	0	0,30
4	46	2,80	3	0	0,00
5	53	2,00	0	0	0,20
6	68	3,10	0	0	0,30
7	59	2,30	5	0	0,20
8	49	3,10	9	0	0,50
9	30	2,40	4	0	0,50
10					
11	63	2,80	3	0	0,00
12	38	4,30	2	0	0,50

TABLEAU. 68 - Composition chimique des roches mères basiques prélevées dans la zone d'étude entre Dembia et Zémio (les échantillons 4 et 6 sont légèrement altérés).

[illegible]

TABLEAU. 69 - Variations géochimiques enregistrées par le calcul de bilan iso-Zr dans le profil du haut-plateau (P.9) (strain (Zr) : indice de déformation calculé en prenant Zr comme référence).

	A	B	C	D	E	F	G	R	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q
1	SAMPLE	Puits	Profondeur	Type	d app.	d réelle	porosité	strain (Zr)	Si zr	Al Zr	Fe Zr	Ti Zr	Ca Zr	Mg zr	Na zr	K zr	Mn zr	P zr	V zr
2		moyenne	15		3,06	3,17	3,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3	100	15	0,1	5	3,2	3,31	3,32	-0,29	-0,86	-0,16	2,06	-0,40	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-0,86	0,44	2,65
4	99	15	0,5	5	3	3,3	9,09	-0,36	-0,85	-0,12	1,22	-0,47	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-0,89	-0,17	1,07
5	98	15	1	5	2,35	2,87	20,88	-0,23	-0,88	-0,15	1,10	-0,42	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-0,84	-0,50	0,51
6	97	15	1,55	5	2,35	2,93	19,80	-0,41	-0,89	-0,19	0,45	-0,42	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-0,81	-0,74	0,09
7	96	15	2,05	5	2,05	2,88	28,82	-0,39	-0,89	-0,29	0,29	-0,50	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-0,87	-0,76	-0,01
8	95	15	2,5	4	2,05	2,73	24,91	-0,28	-0,79	-0,03	0,18	-0,39	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-0,89	-0,74	-0,22
9	94	15	3,05	4	2	2,72	26,47	-0,34	-0,81	-0,12	-0,06	-0,37	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-0,87	-0,74	-0,25
10	93	15	3,5	4	2,3	2,69	14,50	-0,45	-0,79	-0,18	-0,15	-0,42	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-0,84	-0,68	-0,29
11	92	15	4,05	3	2,25	2,67	15,73	-0,05	-0,69	0,22	0,77	-0,29	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,75	-0,16	0,47
12	91	15	4,5	3	2	2,68	25,37	0,13	-0,68	0,22	0,96	-0,23	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,80	0,10	0,61
13	90	15	6,05	3	2,15	2,38	9,66	-0,10	-0,66	0,14	0,40	-0,21	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,77	-0,24	0,20
14	89	15	6,55	3	2,2	2,73	19,41	-0,10	-0,65	0,17	0,43	-0,18	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,77	-0,26	0,34
15	88	15	7,05	2	1,7	2,32	25,72	-0,05	-0,63	0,11	-0,26	-0,18	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,81	-0,54	-0,30
16	87	15	7,6	3	1,85	2,57	28,02	-0,01	-0,68	0,03	0,36	-0,20	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,78	-0,31	0,19
17	86	15	8,05	2	1,85	2,53	26,88	-0,25	-0,72	-0,16	-0,18	-0,28	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,81	-0,56	-0,27
18	85	15	8,6	3	1,9	2,51	24,30	-0,08	-0,67	-0,02	0,28	-0,19	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,79	-0,37	0,17
19	84	15	9,55	2	1,55	2,61	40,61	0,04	-0,61	0,05	-0,26	-0,04	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,76	-0,60	-0,26
20	83	15	10,1	3	1,6	2,32	31,03	-0,04	-0,67	-0,10	-0,07	-0,21	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,68	-0,55	-0,15
21	82	15	10,6	2	1,75	2,42	27,69	-0,30	-0,66	-0,13	-0,62	-0,20	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-0,78	-0,73	-0,61
22	81	15	11,1	2	1,6	2,48	35,48	-0,02	-0,61	0,01	-0,32	-0,11	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,74	-0,58	-0,30
23	80	15	11,5	2	1,7	2,44	30,33	-0,22	-0,69	-0,19	-0,33	-0,24	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,76	-0,56	-0,33
24	79	15	12	2	1,7	2,43	30,04	-0,07	-0,63	-0,02	-0,19	-0,14	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,72	-0,46	-0,24
25	78	15	12,5	3	2	2,54	21,26	0,00	-0,60	-0,01	0,47	-0,11	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,02	-0,19	0,33
26																			

R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	AA	AB	AC	AD	AE	AF	AG
Cr zr	Co zr	Ni zr	Cu zr	Zn zr	Sc zr	Sr zr	Y zr	Zr zr	Nb zr	Ba zr	La zr	Ce zr	Eu zr	Yb zr	Lu zr
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3,67	-0,73	-0,68	-0,55	-0,71	-0,06	-0,98	-0,88	0,00	0,33	-0,71	-0,04	-0,11	-1,00	-0,87	-1,00
5,36	-0,78	-0,68	-0,53	-0,70	-0,06	-0,96	-0,85	0,00	0,18	-0,56	-0,24	-0,33	-1,00	-0,80	-0,69
2,67	-0,81	-0,68	-0,55	-0,73	-0,16	-0,92	-0,84	0,00	0,76	-0,71	0,25	-0,27	-1,00	-0,78	-1,00
1,74	-0,82	-0,79	-0,76	-0,81	-0,38	-0,98	-0,88	0,00	0,42	-0,87	-0,62	-0,43	-1,00	-0,84	-1,00
2,12	-0,85	-0,79	-0,73	-0,77	-0,33	-0,98	-0,87	0,00	0,40	-0,77	-0,56	-0,27	-1,00	-0,81	-0,69
1,35	-0,84	-0,76	-0,68	-0,74	-0,34	-0,98	-0,84	0,00	0,60	-0,78	-0,44	0,50	-1,00	-0,76	-0,76
1,27	-0,55	-0,77	-0,68	-0,77	-0,37	-0,98	-0,84	0,00	0,62	-0,72	-0,45	0,05	-1,00	-0,76	-0,68
1,10	-0,38	-0,71	-0,56	-0,70	-0,30	-0,97	-0,79	0,00	0,43	-0,63	-0,21	1,61	-1,00	-0,69	-0,59
1,99	-0,57	-0,61	-0,04	-0,43	0,75	-0,94	-0,63	0,00	0,48	-0,43	0,63	0,72	-1,00	-0,51	-0,47
1,87	-0,72	-0,64	0,19	-0,41	0,70	-0,93	-0,54	0,00	0,39	-0,33	1,00	0,32	-1,00	-0,41	-0,45
1,17	-0,67	-0,59	0,02	-0,45	0,25	-0,94	-0,50	0,00	0,62	-0,37	1,35	0,39	-1,00	-0,37	-0,21
1,92	-0,70	-0,65	0,14	-0,48	0,27	-0,94	-0,46	0,00	0,57	-0,36	0,88	4,79	13,17	-0,28	-0,36
0,09	-0,83	-0,76	-0,34	-0,63	-0,24	-0,93	-0,49	0,00	0,46	-0,37	1,20	1,31	16,91	-0,33	-0,21
1,23	-0,72	-0,66	0,04	-0,45	0,18	-0,94	-0,51	0,00	0,40	-0,30	1,18	0,19	8,80	-0,33	-0,10
0,21	-0,83	-0,75	-0,37	-0,57	-0,28	-0,95	-0,61	0,00	0,16	-0,33	1,04	-0,01	12,59	-0,49	-0,43
1,46	-0,80	-0,66	0,07	-0,43	0,11	-0,94	-0,49	0,00	0,47	-0,28	1,13	0,14	8,19	-0,31	-0,43
0,46	-0,84	-0,81	-0,26	-0,66	-0,26	-0,94	-0,47	0,00	0,34	-0,22	2,07	0,22	11,09	-0,38	-0,08
0,61	-0,82	-0,79	-0,16	-0,58	-0,01	-0,94	-0,55	0,00	0,28	-0,32	1,30	-0,22	5,51	-0,46	-0,25
-0,16	-0,88	-0,87	-0,59	-0,73	-0,49	-0,94	-0,57	0,00	0,11	-0,32	1,76	-0,20	7,78	-0,53	-0,50
0,61	-0,84	-0,79	-0,31	-0,65	-0,23	-0,94	-0,48	0,00	0,31	-0,20	2,33	-0,08	8,73	-0,41	-0,36
0,62	-0,83	-0,78	-0,17	-0,66	-0,14	-0,95	-0,55	0,00	0,07	-0,36	1,42	-0,27	5,97	-0,46	-0,24
0,59	-0,81	-0,76	-0,01	-0,60	-0,07	-0,93	-0,45	0,00	0,26	-0,10	1,95	-0,04	12,94	-0,32	-0,10
1,95	-0,64	-0,63	0,50	-0,31	0,33	-0,95	-0,38	0,00	0,38	2,88	1,40	2,12	11,42	-0,08	0,14

TABLEAU. 71 - Variations géochimiques enregistrées par le calcul de bilan iso-Zr dans le profil du bas-versant (P.15) (strain (Zr) : indice de déformation calculé en prenant Zr comme référence).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
1	n°. éch.	Profil	prof. (m)	Facès	porosité	rain (Zr)	Tau Si	Tau Al	Tau Fe	Tau Ti	Tau Mn	Tau P	Tau V
2			15	0		0	0	0	0	0	0	0	0
3	10	26	0,95	5	6,43	-0,6	-0,86	-0,5	0,22	-0,47	-0,86	-0,68	0,34
4	9b	26	1,3	5	13,36	-0,52	-0,87	-0,51	0,49	-0,46	-0,86	-0,45	0,63
5	9a	26	1,85	5	22,22	-0,45	-0,88	-0,51	0,69	-0,44	-0,87	0,04	0,85
6	8	26	2,6	5	8,53	-0,57	-0,85	-0,57	0,14	-0,51	-0,88	-0,52	0,52
7	7	26	2,8	5	4,67	-0,54	-0,86	-0,54	0,43	-0,48	-0,87	-0,33	0,95
8	6	26	3,4	5	8,27	-0,42	-0,81	-0,38	0,81	-0,38	-0,85	-0,06	1,68
9	5	26	4	3	16,48	-0,38	-0,81	-0,42	0,71	-0,41	-0,88	0,17	2,61
10	4	26	5,5	5	13,95	-0,03	-0,76	-0,19	2,58	-0,27	-0,79	0,44	4,37
11	3	26	6	5	7,94	-0,19	-0,72	-0,24	1,75	-0,17	-0,82	0,7	2,15
12	2	26	6,5	2	47,84	-0,12	-0,75	-0,26	0,26	0,02	-0,81	-0,42	0,38
13	1	26	7	1	28	-0,31	-0,72	-0,2	-0,21	0,06	-0,73	-0,62	0,02

	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z
1	Tau Cr	Tau Co	Tau Ni	Tau Cu	Tau Zn	Tau Sc	Tau Sr	Tau Y	Tau Nb	Tau Ba	Tau La	Tau Ce	Tau Eu
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	0,02	-0,88	-0,9	0,28	-0,74	-0,09	-0,98	-0,84	-0,3	-0,99	-0,7	-0,93	-1
4	0,19	-0,87	-0,91	0,33	-0,69	-0,05	-0,98	-0,81	-0,12	-0,99	-0,7	-0,92	-1
5	0,75	-0,85	-0,85	0,24	-0,66	0,01	-0,97	-0,81	1,22	-0,98	-0,35	-0,77	-1
6	-0,32	-0,86	-0,84	1,1	-0,66	-0,19	-0,98	-0,75	0,33	-0,98	-0,26	-0,77	-1
7	-0,01	-0,86	-0,83	1,18	-0,63	-0,05	-0,97	-0,75	1,03	-0,99	-0,17	-0,68	-1
8	0,08	-0,78	-0,77	2,15	-0,48	0,29	-0,97	-0,64	1,38	-0,98	0,36	-0,75	-1
9	1,92	-0,85	-0,79	0,95	-0,61	0,73	-0,94	-0,67	1,54	-0,98	0,33	-0,4	-1
10	1,6	-0,57	-0,47	7,13	0,26	2,02	-0,95	0,13	2,26	-0,98	0,93	-0,32	14,92
11	1,19	-0,77	-0,74	0,49	-0,54	0,57	-0,94	-0,73	2,12	-0,96	1,64	-0,06	-1
12	-0,34	-0,84	-0,82	-0,22	-0,67	-0,11	-0,98	-0,82	0,82	-0,94	0,44	-0,29	-1
13	-0,82	-0,81	-0,75	-0,21	-0,67	-0,13	-1	-0,81	0,17	-0,99	-0,48	-0,92	-1

	AA	AB
1	Tau Yb	Tau Lu
2	0	0
3	-0,78	-0,64
4	-0,77	-1
5	-0,71	-1
6	-0,54	-1
7	-0,59	-1
8	-0,22	-1
9	-0,46	-1
10	1,9	0,12
11	-0,7	-1
12	-0,71	-1
13	-0,63	-0,58

TABLEAU. 72 - Variations géochimiques enregistrées par le calcul de bilan iso-Zr dans le profil du bas-plateau (P.26) (strain (Zr) : indice de déformation calculé en prenant Zr comme référence).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T
1	N°. éch.	profil	prof. (m)	Facès	porosité	rain (Zr)	Tau Si	Tau Al	Tau Fe	Tau Ti	Tau K	Tau Mn	Tau P	Tau V	Tau Cr	Tau Co	Tau Ni	Tau Cu	Tau Zn	Tau Sc
2			15	0	4,85	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	26	27	0,1	6	9,97	-0,31	-0,77	-0,24	1,65	-0,58	-1	-0,84	-0,22	1,51	2,39	-0,86	-0,86	-0,44	-0,65	-0,32
4	25b	27	0,4	6	20,28	-0,5	-0,85	-0,46	0,38	-0,55	-1	-0,89	-0,69	0,79	1,16	-0,9	-0,88	-0,39	-0,76	-0,36
5	25a	27	0,5	6	34,36	-0,4	-0,92	-0,53	0,77	-0,48	-1	-0,82	-0,65	0,07	0,81	-0,89	-0,89	-0,76	-0,85	-0,62
6	24a	27	1,1	4	10,4	-0,41	-0,71	-0,28	0,59	-0,4	-1	-0,81	-0,58	0,68	2,01	-0,82	-0,87	-0,01	-0,7	-0,07
7	23	27	1,5	6	16,21	-0,57	-0,87	-0,48	0,25	-0,53	-1	-0,89	-0,71	0,45	2,17	-0,9	-0,91	-0,51	-0,79	-0,46
8	22	27	1,7	5	14,93	-0,29	-0,8	-0,27	1,3	-0,27	-1	-0,76	-0,45	1,71	1,26	-0,77	-0,76	0,85	-0,36	0,59
9	20b	27	2,15	4	10,99	-0,6	-0,87	-0,51	0,09	-0,53	-1	-0,87	-0,66	0,31	0,66	-0,93	-0,92	-0,15	-0,78	-0,31
10	20a	27	2,2	5	25,17	-0,58	-0,87	-0,61	0,13	-0,51	-1	-0,83	-0,72	0,32	1,6	-0,88	-0,9	-0,48	-0,8	-0,5
11	19b	27	2,85	4	12,07	-0,31	-0,83	-0,33	1,47	-0,28	-1	-0,79	-0,23	1,89	0,76	-0,82	-0,8	1,44	-0,49	0,43
12	18b	27	3,4	6	19,93	-0,46	-0,86	-0,44	0,55	-0,42	-1	-0,88	-0,42	1,17	0,99	-0,86	-0,9	0,14	-0,75	-0,05
13	18a	27	4,1	4	13,52	-0,78	-0,91	-0,61	-0,62	-0,46	-1	-0,92	-0,86	-0,55	-0,36	-0,95	-0,95	-0,81	-0,9	-0,79
14	16b	27	5,1	5	22,29	-0,11	-0,81	-0,39	2,63	-0,32	-1	2,65	0,94	1,83	2,2	-0,24	-0,45	7,69	0,67	1,31
15	16a	27	5,15	2	23,08	-0,66	-0,85	-0,56	-0,44	-0,5	-0,99	-0,93	-0,74	0,26	0,61	-0,92	-0,93	-0,67	-0,86	-0,58
16	15c	27	5,7	1	23,18	-0,67	-0,81	-0,47	-0,65	-0,42	-0,99	-0,9	-0,79	-0,46	0,55	-0,92	-0,92	-0,53	-0,8	-0,54
17	15b	27	5,75	1	43,88	-0,51	-0,8	-0,52	-0,89	-0,47	-0,99	-0,92	-0,83	-0,74	-0,15	-0,94	-0,94	-0,81	-0,89	-0,79
18	15a	27	5,8	3	43,03	0,18	-0,82	-0,34	1,24	-0,23	-0,95	-0,8	-0,14	2,06	0,83	-0,81	-0,84	0,77	-0,79	0,32
19	14b	27	6,1	1	19,64	-0,73	-0,78	-0,6	-0,94	-0,33	-0,98	-0,9	-0,88	-0,91	-0,82	-0,96	-0,96	-0,87	-0,92	-0,88
20	14a	27	6,2	3	41,13	0,17	-0,82	-0,36	1,1	-0,19	-0,96	-0,81	-0,33	1,51	-0,06	-0,83	-0,83	0,41	-0,63	0,1
21	12b	27	6,9	3	43,15	0,04	-0,84	-0,43	0,89	-0,17	-0,92	-0,78	-0,37	0,8	-0,47	-0,86	-0,84	0,37	-0,68	-0,01
22	12a	27	7,05	2	54,3	-0,35	-0,81	-0,53	-0,29	-0,14	-0,97	-0,82	-0,68	0,3	-0,46	-0,92	-0,91	-0,25	-0,79	-0,5

	U	V	W	X	Y	Z	AA	AB	AC
1	Tau Sr	Tau Y	Tau Nb	Tau Ba	Tau La	Tau Ce	Tau Eu	Tau Yb	Tau Lu
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	-0,97	-0,8	1,13	-0,95	-0,07	-0,88	-1	-1	-0,15
4	-0,98	-0,82	0,91	-0,99	-0,26	-0,84	-1	-0,94	-0,23
5	-0,98	-0,89	1,61	-0,99	-0,79	-0,92	-1	-1	-1
6	-0,98	-0,82	0,93	-0,99	-0,42	-0,7	-1	-0,96	-0,46
7	-0,98	-0,85	1,39	-0,99	-0,5	-0,93	-1	-0,9	-0,28
8	-0,98	-0,73	1,31	-0,98	-0,54	0,61	-1	-0,82	-0,21
9	-0,98	-0,87	0,65	-0,99	-0,59	-0,88	-1	-0,92	-0,67
10	-0,97	-0,84	1,07	-0,95	-0,33	-0,67	-1	-0,88	-0,27
11	-0,97	-0,79	0,99	-0,98	-0,54	-0,89	-1	-1	-1
12	-0,96	-0,84	0,38	-0,98	-0,33	-0,65	-1	-0,75	-0,45
13	-0,98	-0,89	1,65	-0,99	-0,65	-0,82	-1	-0,82	-0,69
14	-0,94	0,07	2,02	1,74	0,91	2,29	12,21	1,63	1,59
15	-0,96	-0,87	1,71	-0,98	1,14	-0,19	-1	-0,81	-0,59
16	-0,93	-0,81	1,05	-0,97	1,04	-0,19	3,18	-0,78	-0,67
17	-0,9	-0,79	1,26	-0,96	2,59	0,62	6,92	-0,75	-0,78
18	-0,96	-0,79	0,71	-0,93	-0,01	-0,67	-1	-0,68	0,12
19	-0,92	-0,84	1,04	-0,96	0,9	-0,11	2,87	-0,8	-0,8
20	-0,96	-0,83	0,8	-0,95	-0,5	-0,79	-1	-0,75	-0,1
21	-0,97	-0,85	0,49	-0,81	-0,4	-0,91	-1	-0,78	-0,51
22	-0,95	-0,85	0,78	-0,95	-0,13	-0,68	-1	-0,76	-0,29

TABLEAU. 73 - Variations géochimiques enregistrées par le calcul de bilan iso-Zr dans le profil du bas-plateau (P.27) (strain (Zr) : indice de déformation calculé en prenant Zr comme référence).

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
porosity	-,07	-,25	,84	1,46E-3	,19
strain	,57	-,16	,69	,14	,23
Tau Si	,91	,11	,03	-,3	,07
Tau Al	,62	-,21	,52	,15	,07
Tau Fe	-,23	,45	-,26	,74	-,2
Tau Ti	,41	-,19	,73	,13	,32
Tau Mn	,92	-,02	,16	-,16	,09
Tau P	,19	,81	-,05	,31	-,17
Tau V	-,05	-,02	,15	,89	,08
Tau Cr	-,03	,08	-,74	,38	3,89E-4
Tau Co	,84	,24	-,33	-,1	-,15
Tau Ni	,92	-,03	,1	-3,35E-4	,08
Tau Cu	-,06	,41	,59	,38	-,28
Tau Zn	,87	,01	,24	,05	-,12
Tau Sc	,28	,74	,02	,31	,03
Tau Sr	,31	,85	-,2	-,26	-,01

Tau Y	,76	,35	,29	-,3	-,05
Tau Nb	-,62	-,01	,42	-,18	-,14
Tau Ba	,38	,8	-,25	-,24	-,01
Tau La	-,22	,89	-,08	-,07	,08
Tau Ce	-,08	,79	,07	,13	,31
Tau Eu	-,16	,92	,14	,05	-,01
Tau Yb	,6	,07	,36	-,48	-,06
Tau Lu	,26	-,08	,5	-,5	,24
Quartz	,52	,42	-,15	-,4	-,36
Kaol	-,07	-,08	,46	-,02	,84
Goe	-,33	,32	,7	,19	-,22
Hema	-,38	-,12	-,85	,15	-,06
Gibb	-,09	-,37	,1	,06	-,72

TABLEAU. 74 - Corrélations géochimiques enregistrées lors de l'analyse en composante principale (ACP) appliquées aux résultats du calcul de bilan des profils du haut-plateau et du versant boisé (P9 + P11).

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
porosity	,18	-,57	-,65	-,05	,03
strain	,88	-,16	,21	,16	-,04
Tau Si	,82	,53	-,01	-,2	,01
Tau Al	,67	-,09	,25	,54	-,26
Tau Fe	-,38	-,01	,91	,13	-,04
Tau Ti	,94	,02	-,11	-,11	,12
Tau Mn	,43	,68	8,19E-5	,01	,53
Tau P	,29	,11	,92	2,32E-3	,02
Tau V	-,28	-,05	,93	-,05	,02
Tau Cr	-,57	-,06	,7	,14	,13
Tau Co	,21	,92	,11	,15	-,02
TAu Ni	,43	,78	,41	-,02	-,07
TAu Cu	,81	-,05	,27	,36	,3
Tau Zn	,78	,44	,34	,14	,11
Tau Sc	,47	-,04	,61	,54	-4,70E-3
Tau Sr	,46	,79	,13	-,33	-,11

Tau Y	,95	,24	-,02	-,08	,14
Tau Nb	-,34	-,11	,02	,74	-,24
Tau Ba	,45	,04	,09	,13	,83
Tau La	,73	-,54	-,18	-,11	,14
Tau Ce	,22	,05	,01	,66	,28
Tau Eu	,56	-,48	-,31	-,08	,32
Tau Yb	,94	,12	-,03	,09	,24
Tau Lu	,87	,02	-,17	,05	,33
Quartz	-,13	,72	-,33	-,08	,22
Kao1	,59	-,66	-,37	,11	,05
Goe	,26	-,47	,1	,67	,2
Hema	-,82	,01	,44	-,21	-,07
Gibb	-,93	,28	-,05	,03	-,05

TABLEAU. 75 - Corrélations géochimiques enregistrées lors de l'analyse en composante principale (ACP) appliquées aux résultats du calcul de bilan du profil de bas-versant (P15).

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
porosity	-,25	-,27	,07	-,1	,83
strain	,56	,32	,16	,07	,68
Tau Si	-,02	,95	,11	-,11	,13
Tau Al	,47	,6	,09	,06	,36
Tau Fe	,84	-,03	,34	,32	,09
Tau Ti	,22	,42	,01	-,27	,74
Tau Ca	-,1	,99	,04	-,02	-,01
Tau Mg	-,1	,99	,04	-,02	-,01
Tau Na	-,1	,99	,04	-,02	-,01
Tau K	-,1	,98	,03	-,03	,05
Tau Mn	,16	,21	,82	,09	,06
Tau P	,74	,2	,48	-,02	,03
Tau V	,91	-,07	,18	,09	,02
Tau Cr	,32	-,11	,39	,57	-,27
Tau Co	,32	,77	,53	,02	,04
Tau Ni	,38	,82	,41	-,05	,05

Tau Cu	,69	-,01	,66	-,11	-,09
Tau Zn	,59	,37	,69	-,02	-,01
Tau Sc	,89	,09	,39	-,07	,02
Tau Sr	-,12	,97	,11	-,07	-,01
Tau Y	,46	,51	,67	-,12	-,08
Tau Nb	,15	-,32	,57	,16	-,07
Tau Ba	,11	,3	,81	,07	,05
Tau La	-,16	-,07	,55	-,53	,07
Tau Ce	-,02	,09	,88	-,17	,09
Tau Eu	,21	-,04	,81	-,27	-,05
Tau Yb	,52	,18	,72	-,21	-,07
Tau Lu	,16	,18	,74	,27	,22
quartz	-,38	,2	,17	,12	-,09
kaolinite	-,32	-,46	-,02	-,7	,22
goethite	,83	-,3	,01	-,13	-,11
hématite	-,17	-,21	-,03	,85	-,02

TABLEAU. 76 - Corrélations géochimiques enregistrées lors de l'analyse en composante principale (ACP) appliquées aux résultats du calcul de bilan des profils de bas-plateau (P26 + P27).

**ANNEXE. 6 - TABLEAUX D'ANALYSES GEOCHIMIQUES ET
MINERALOGIQUES, ET RESULTATS DE L'ACP DANS LES PROFILS
DE DEMANTELEMENT (Chapitre. 6)**

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	PP	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Zn	Cu	Se	Y	Zr	La	Ce	Eu	Yb	Lu	Nb	Quartz	Kaol	Boeh	Goet	Hémat	Gibb	RHG	RKGI
1	2	12,20	18,90	56,90	0,06	0,05	0,00	1,84	0,39	8,90	35	35	1192	42	9	255	50	138	55	8	314	37	85	0	1,40	0	20	0	27	0	13	46	13	78	68
2	2	12,40	17,20	54,30	0,05	0,05	0,00	1,93	0,34	10,43	48	61	1330	31	12	361	55	137	45	9	331	54	116	0	1,60	0	19	0	23	0	10	51	14	83	63
3	2	11,90	17,00	50,90	0,04	0,04	0,00	1,80	0,34	9,71	43	47	1357	28	12	398	51	138	50	8	302	48	95	0	1,60	0	21	1	24	0	17	47	12	73	66
4	2	13,70	15,00	50,10	0,03	0,03	0,00	1,68	0,30	9,76	58	77	1307	29	14	270	55	129	47	10	331	67	148	0	1,70	0	21	2	26	0	10	53	8	84	76
5	2	20,50	17,80	49,40	0,04	0,04	0,00	1,68	0,35	8,93	43	58	1263	37	8	583	39	64	42	8	291	36	65	0	1,00	0	16	6	34	0	12	41	8	79	61
6	2	19,40	16,90	50,40	0,04	0,04	0,00	2,08	0,41	7,49	48	61	1330	31	12	361	55	137	49	9	331	44	70	0	1,10	0	15	4	35	0	16	39	6	71	85
7	2	16,50	18,30	52,60	0,03	0,03	0,00	1,95	0,43	8,55	62	47	1196	45	10	477	48	105	41	8	321	68	121	0	1,30	0	19	3	30	0	18	39	10	68	75
8	2	14,80	17,90	54,10	0,03	0,03	0,00	1,98	0,42	9,30	53	44	1331	40	10	548	47	92	39	9	378	60	110	0	1,10	0	20	2,5	27	0	19	40	12	68	70
9	2	15,10	16,40	57,70	0,05	0,05	0,00	2,09	0,43	10,48	38	34	1372	40	10	525	53	118	41	7	302	45	81	0	1,00	0	16	10	11	0	13	47	18	78	30
10	1	11,20	17,40	57,60	0,05	0,03	0,00	2,03	0,41	10,61	48	63	1483	45	11	389	50	124	49	8	349	54	115	0	1,50	0	22	2	21	0	18	44	16	71	57
11	1	11,60	24,20	49,00	0,05	0,04	0,00	2,28	0,37	12,82	58	88	1185	38	9	403	45	91	38	11	439	53	111	0	1,70	0	26	1	24	0	14	38	24	73	50
12	1	10,00	21,30	53,20	0,07	0,04	0,00	2,39	0,39	12,09	42	57	1235	32	12	342	48	105	45	11	424	40	90	0	1,70	0	27	2,5	17	0	18	38	24	68	41
13	1	17,10	16,60	58,50	0,05	0,03	0,00	2,16	0,41	7,83	118	65	1390	42	12	191	51	90	37	7	314	134	254	0	0,90	0	10	1,5	35	0	10	48	5	83	87
14	1	9,50	17,10	59,80	0,05	0,05	0,00	1,97	0,53	10,76	34	25	1878	40	13	758	61	113	41	9	388	41	87	0	1,00	0	17	2	17	5	18	46	12	72	60
15	1	19,00	19,70	49,50	0,08	0,00	0,00	1,93	0,32	8,05	8	10	1229	37	7	216	40	110	42	6	240	2	104	0	1,20	0	14	1	40	0	7	44	7	86	85
16	1	17,70	21,00	49,30	0,09	0,00	0,00	2,22	0,30	9,59	10	8	1195	37	12	197	38	102	40	6	282	8	51	0	1,20	0	15	0	39	0	9	42	9	82	81
17	1	17,60	21,60	48,50	0,05	0,05	0,00	1,90	0,36	10,94	35	23	1317	42	10	412	39	91	33	9	353	39	128	0	1,40	0	13	4	32	0	18	35	11	66	74
18	1	19,70	21,50	44,70	0,05	0,03	0,00	2,22	0,31	9,93	25	17	1441	37	8	372	34	78	34	9	381	42	126	0	1,50	0	19	1	42	1	10	38	7	80	85
19	1	12,60	15,30	59,60	0,04	0,02	0,00	1,99	0,46	8,19	57	28	1677	42	11	370	39	81	37	8	354	75	151	0	1,20	0	20	0	29	0	15	48	7	71	81
20	1	15,90	17,10	54,00	0,04	0,02	0,00	2,38	0,37	8,61	97	45	1983	33	11	354	42	83	37	10	417	128	318	0	1,70	0	22	1	34	0	12	46	7	70	83
21	1	14,80	17,90	52,30	0,07	0,04	0,00	2,17	0,38	10,73	14	14	1129	98	22	260	115	304	55	7	271	24	57	0	0,90	0	13	2	29	0	31	27	11	46	72
22	1	17,80	19,90	49,10	0,11	0,03	0,00	2,07	0,42	10,67	15	17	1028	85	23	184	52	217	46	6	303	20	46	0	1,00	0	16	1	36	0	24	29	10	55	78
23	1	16,00	17,70	53,10	0,08	0,03	0,00	2,17	0,43	9,69	17	15	1137	48	18	287	65	208	50	7	274	27	51	0	1,10	0	15	0	36	0	19	38	7	67	84
24	1	12,70	20,00	53,00	0,08	0,00	0,00	1,99	0,41	10,74	15	15	1224	50	18	360	55	174	45	6	341	15	22	0	0,90	0	17	1	27	0	13	44	15	77	64
25	1	12,60	16,70	58,10	0,06	0,00	0,00	2,05	0,36	8,67	15	14	1414	38	19	454	33	81	30	7	328	14	42	0	1,10	0	20	0	28	0	9	53	10	83	74
26	3	28,10	27,00	26,30	0,11	0,26	0,13	3,00	0,25	12,30	18	48	896	88	15	150	58	144	41	23	478	19	102	0	2,90	0	37	18,5	23	0	12	19	29	61	44
27	3	29,40	26,40	28,90	0,11	0,25	0,11	2,78	0,24	12,43	15	47	841	84	19	134	60	158	4	23	416	21	106	0	2,70	0	32	14	37	0	12	18	20	61	65
28	3	29,90	25,30	28,40	0,14	0,23	0,10	3,20	0,28	13,90	14	45	839	87	20	141	102	161	43	25	480	22	113	0	3,40	0	34	27	9	0	12	17	38	60	19
29	3	36,90	22,80	27,40	0,08	0,17	0,14	3,03	0,21	9,53	15	29	621	84	11	147	60	92	32	22	585	19	119	0	3,40	0	37	30	16	0	10	18	25	64	39
30	3	37,00	23,90	25,70	0,08	0,14	0,13	2,83	0,20	9,61	19	33	598	70	10	133	60	92	30	22	570	21	133	0	3,30	0	37	24	28	0	12	15	20	55	58
31	3	35,40	25,50	27,30	0,07	0,15	0,12	2,79	0,23	10,95	31	38	819	85	9	150	53	95	31	20	531	37	151	0	3,30	0	37	24,5	19	0	13	16	28	55	40
32	3	35,60	24,30	27,10	0,07	0,17	0,12	2,84	0,25	11,24	18	37	829	82	10	131	65	100	36	24	523	37	135	0	3,30	0	40	28,5	16	0	13	16	28	54	36
33	3	33,00	23,30	28,00	0,07	0,07	0,11	2,60	0,29	11,94	15	38	855	126	12	187	48	99	36	25	559	24	158	0	3,90	0	39	28	13	0	14	16	29	54	31
34	3	34,20	22,30	26,00	0,08	0,08	0,07	3,00	0,34	12,80	19	40	805	47	12	172	52	102	39	26	610	22	115	0	3,00	0	32	30	14	0	14	15	28	52	33

TABLEAU. 77 - Composition chimique et minéralogique des faciès de démantèlement des profils du haut-plateau et du versant boisé (P9a + P10a) de la séquence de Guénékoumba (1 : cuirasse ; 2 : nodules ; 3 : matrice micronodulaire ; Kaol. : kaolinite ; Boeh. : boehmite ; Goet. goethite ; Hémat. : hématite ; Gibb. : gibbsite ; RHG : 100 . hématite/hématite + goethite ; RKGi : 100 . kaolinite/kaolinite + gibbsite).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T
1	faciès	profil	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	MgO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Zn	Cu	Sc
2	3	19	37,00	30,90	17,30	0,04	0,35	0,28	2,11	0,14	12,78	24	83	354	121	19	90	52	86	41
3	3	19	37,40	30,70	17,30	0,04	0,35	0,28	2,09	0,18	12,81	21	83	356	86	21	91	37	89	42
4	3	19	36,80	30,00	16,80	0,04	0,36	0,31	1,94	0,19	12,48	18	87	351	76	20	91	32	91	37
5	3	19	38,90	29,20	16,60	0,07	0,38	0,40	2,08	0,19	12,78	18	105	329	72	24	92	41	90	40
6	3	19	38,80	29,30	16,50	0,07	0,37	0,40	2,10	0,20	13,02	22	106	335	71	23	91	42	99	39
7	3	19	40,30	27,50	16,40	0,08	0,40	0,48	2,14	0,20	13,53	22	112	324	55	23	91	48	84	38
8	3	19	35,90	30,10	18,30	0,04	0,35	0,30	2,35	0,17	12,54	22	88	358	69	11	91	28	86	41
9	2	19	23,20	25,80	38,60	0,03	0,21	0,35	1,30	0,18	10,88	30	124	733	61	16	445	31	74	36
10	2	19	21,60	21,60	45,10	0,03	0,21	0,47	1,23	0,19	9,31	41	159	750	50	17	403	36	79	38
11	2	19	20,60	19,00	49,90	0,03	0,19	0,51	1,04	0,20	7,78	37	169	867	47	16	479	47	75	36
12	2	19	23,90	21,10	44,30	0,03	0,23	0,44	1,28	0,19	8,59	27	145	764	51	16	367	40	75	35
13	2	19	26,80	22,20	40,20	0,04	0,26	0,55	1,43	0,18	9,02	31	177	652	56	21	288	51	82	37
14	2	19	34,90	25,30	24,80	0,06	0,33	0,45	1,90	0,19	12,08	25	127	442	60	21	172	41	80	37
15	1	19	25,70	24,60	38,00	0,03	0,16	0,23	1,47	0,18	10,51	22	79	631	54	15	223	59	59	37
16	1	19	21,30	22,10	44,20	0,03	0,40	1,28	1,17	0,18	9,53	30	448	768	34	15	437	27	67	38
17	1	19	20,10	21,00	45,20	0,02	0,39	1,32	1,14	0,17	9,54	32	434	767	33	17	445	39	68	38
18	1	19	17,80	23,90	45,40	0,01	0,16	0,35	0,95	0,25	11,85	71	199	1037	30	5	538	21	51	37
19	1	19	27,30	25,40	36,20	0,02	0,07	0,06	1,24	0,17	10,83	13	29	647	33	0	200	36	44	31
20	1	19	18,20	23,80	44,60	0,01	0,18	0,39	1,13	0,21	11,63	33	149	1112	23	0	573	21	56	36
21	2	19	20,40	21,90	47,10	0,02	0,20	0,45	1,20	0,21	9,11	45	170	776	42	11	505	32	67	37

	U	V	W	X	Y	Z	AA	AB	AC	AD	AE	AF	AG	AH	AI	AJ
1	Y	Zr	La	Ce	Eu	Yb	Lu	Nb	quartz	Kaol.	Hémat.	Boeh.	Goet.	Gibb.	RHG	RKGi
2	33	526	36	110	0	4,30	0,30	36	17	43	16	5	10	8	55	73
3	35	493	36	119	0	4,30	0,30	33	20	37	24	0	10	9	52	60
4	29	468	31	87	0	3,60	0,50	33	18	41	22	0	9	9	50	64
5	31	502	35	98	0	3,60	0,00	28	23	35	24	0	9	8	53	59
6	31	503	38	108	0	3,60	0,00	29	22	37	23	0	8	9	47	61
7	31	539	36	109	0	3,70	0,00	32	29	28	14	11	9	8	53	66
8	28	560	22	118	0	3,90	0,00	38	21	32	27	0	10	9	52	54
9	15	340	37	70	0	2,30	0,00	15	3	43	10	3	31	9	77	81
10	13	314	48	67	0	2,40	0,00	16	3	41	9	0	39	8	83	82
11	8	275	41	53	0	1,60	0,00	10	3	39	6	0	42	9	82	87
12	12	316	32	34	0	1,50	0,00	10	3	46	5	0	39	7	85	90
13	16	349	33	84	0	2,80	0,00	16	5	48	5	0	33	8	81	90
14	25	472	35	73	0	3,20	0,00	21	16	42	14	0	17	9	65	74
15	15	382	29	86	0	2,50	0,20	18	2	52	7	0	29	10	74	88
16	13	378	22	26	0	2,10	0,00	16	8	30	16	0	39	7	85	65
17	12	358	31	32	0	1,80	0,00	14	4	36	11	0	38	11	78	76
18	12	301	53	105	0	2,20	0,00	15	3	32	17	0	35	14	71	66
19	10	292	25	41	0	1,90	0,00	16	3	51	8	0	24	14	62	86
20	11	311	41	83	0	2,10	0,00	18	2	36	12	3	32	15	68	75
21	10	303	45	79	0	2,30	0,00	17	2	40	7	3	40	8	83	85

TABLEAU. 78
Composition chimique et minéralogique des faciès de démantèlement du profil à l'amont du versant boisé (P19) de la séquence de Finzani (même légende qu'au tableau. 77).

		Faciès	pulvis	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	PP	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Zn	Cu	Sc	Y	Zr	La	Ce	Eu	Yb	Lu	Nb	Quartz	Kaol.	Gibb.	Boeh.	Hémat.	Goet.	HHO	AKO
1	3	20	36,00	26,50	17,50	0,08	0,34	0,23	2,27	0,20	12,75	17	82	383	38	28	97	35	87	43	37	581	41	124	0	4,80	0	35	25	31	26	0	10	8	55	54	
1	3	20	36,00	26,10	17,10	0,08	0,33	0,24	2,15	0,20	12,84	16	87	341	76	24	99	48	87	40	37	569	38	113	0	4,40	0	29	22	36	23	0	10	8	53	51	
1	3	20	38,70	25,40	18,90	0,13	0,34	0,30	2,26	0,21	13,77	22	121	345	52	24	106	42	86	38	37	582	38	114	0	4,40	0	31	28	28	26	0	10	8	55	52	
1	3	21	35,10	32,10	18,90	0,05	0,28	0,10	2,57	0,17	13,33	15	54	353	58	17	81	27	123	46	31	597	33	122	0	4,10	0	37	18	35	28	0	10	8	55	53	
1	3	21	35,70	30,40	17,60	0,05	0,30	0,13	2,24	0,18	13,08	14	47	358	75	22	92	29	122	46	35	377	37	126	0	4,40	0	34	17	42	22	0	8	10	47	66	
1	3	22	38,50	32,10	19,60	0,03	0,26	0,07	2,65	0,17	14,18	15	38	248	100	20	61	44	127	45	39	606	36	104	0	4,70	0	40	23	37	29	0	4	7	56	56	
1	3	22	38,10	32,30	12,00	0,03	0,26	0,07	2,64	0,17	13,74	13	37	266	123	20	67	27	119	44	38	653	35	121	0	4,50	0	41	28	24	35	0	12	6	100	41	
1	3	22	38,00	32,10	12,00	0,04	0,28	0,07	2,48	0,19	14,08	11	39	264	133	24	71	33	122	43	39	572	40	140	0	4,70	0	34	26	28	32	0	6	7	48	47	
1	3	22	38,50	30,60	12,50	0,06	0,28	0,08	2,56	0,20	13,42	13	44	266	100	28	78	47	118	43	41	595	42	131	0	5,00	0	40	27	30	30	0	6	7	46	50	
1	2	20	30,40	25,50	28,80	0,08	0,25	0,23	1,87	0,20	11,06	18	87	474	54	24	301	37	83	39	24	456	33	92	0	3,80	0	29	12,5	41	16	0	21	9	70	72	
1	2	20	37,70	28,40	18,50	0,06	0,33	0,24	2,22	0,20	12,83	17	96	380	65	23	125	54	100	37	37	538	38	103	0	4,30	0	32	31	14	35	0	10,5	9	54	26	
1	2	20	36,40	26,70	19,40	0,12	0,34	0,24	2,38	0,19	13,25	22	118	385	100	22	129	38	64	38	34	377	41	91	0	4,30	0	33	24	34	22	0	12	9	57	61	
1	2	21	25,30	24,40	34,40	0,04	0,28	0,20	1,56	0,18	10,14	19	74	737	48	17	364	43	104	43	15	371	31	86	0	2,40	0	18	8	38	14	0	31	8	76	73	
1	2	21	34,40	28,70	20,40	0,03	0,27	0,12	2,23	0,17	12,38	12	49	426	65	18	172	34	117	45	36	407	36	102	0	4,30	0	33	20	32	28	0	20	0	100	53	
1	2	22	27,40	26,30	30,30	0,06	0,19	0,11	1,84	0,18	12,02	9	30	584	87	22	175	36	122	46	23	435	22	491	0	3,30	0	29	21	15	32	0	16,5	13	86	32	
1	2	22	34,20	30,20	19,20	0,05	0,25	0,07	2,43	0,17	13,03	12	41	427	90	18	215	30	118	44	33	542	34	119	0	4,30	0	36	12	30	17	0	11	10	82	75	
1	2	22	35,80	31,10	17,20	0,05	0,25	0,07	2,47	0,18	13,46	11	30	379	104	24	105	74	124	43	36	565	33	85	0	4,50	0	38	14,5	48,5	26	0	8	8	53	71	
1	2	22	37,90	30,30	12,90	0,06	0,28	0,08	2,50	0,18	13,41	13	45	286	103	26	84	50	126	44	40	589	40	123	0	4,80	0	41	19	45	22	0	6	7	46	87	
1	1	21	34,00	30,20	18,50	0,03	0,26	0,10	2,30	0,17	13,43	13	62	348	52	13	74	25	123	47	29	537	32	108	0	3,80	0	34	14	44	21	0	18	10	50	68	
1	1	21	26,70	28,40	27,60	0,08	0,23	0,11	2,17	0,17	12,64	13	62	474	56	17	121	35	119	48	24	510	29	101	0	3,50	0	30	10	41	19	0	16	13	55	68	
1	1	22	26,40	25,60	29,10	0,08	0,18	0,10	1,83	0,18	11,80	10	35	523	65	28	122	23	118	44	24	474	28	114	0	3,40	0	30	11	41	16	0	14	18	44	72	
1	1	22	27,90	25,60	31,10	0,04	0,18	0,11	1,84	0,18	11,93	12	38	638	86	23	224	43	120	47	23	420	30	180	0	3,40	0	27	5	31	16	0	29	14,5	58	84	
1	1	20	15,50	23,50	44,60	0,02	0,08	0,08	1,32	0,24	13,01	11	43	978	38	14	593	23	141	65	12	366	18	85	0	2,80	0	24	4	26	22	0	18	30	27	84	
1	1	20	18,40	22,10	44,20	0,07	0,10	0,11	1,47	0,37	11,77	10	48	885	43	22	349	24	130	50	13	380	20	81	0	2,80	0	23	7	25	19	0	23	26	27	87	
1	1	20	21,30	23,80	39,10	0,35	0,17	0,14	1,74	0,20	11,38	11	126	633	38	45	213	44	83	33	16	426	14	98	0	3,10	0	27	7	32	13,5	3	24	19	56	72	
1	1	20	21,40	22,90	41,00	0,15	0,21	0,13	1,43	0,16	10,85	14	68	691	47	32	319	25	79	35	16	381	21	75	0	3,30	0	25	8	29	17,5	0	27	16	83	82	
1	1	22	11,50	30,60	41,10	0,03	0,08	0,05	2,01	0,21	14,28	8	26	706	41	9	397	25	60	48	14	548	12	81	0	2,50	0	34	2	21	26	0	28	14	87	43	
1	1	22	10,30	22,50	52,10	0,03	0,08	0,00	1,61	0,77	12,57	11	21	1149	40	18	636	47	81	38	10	324	16	43	0	2,00	0	16	2	18	21,5	2,5	31	28	54	25	

TABLEAU. 79 - Composition chimique et minéralogique des faciès de démantèlement des profils à l'aval du versant boisé (P20 + P21 + P22) de la séquence de Finzani (même légende qu'au tableau. 77).

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
SiO2	,93	-,1	-,07	-,14
Al2O3	,86	-,05	-,24	1,47E-4
Fe2O3	-,97	,02	,15	,07
Mn3O4	,62	,29	-,48	-,2
MgO	,85	,13	-,03	,01
TiO2	,94	,09	-,02	,04
P2O5	-,8	,26	,11	,22
H2O	,58	,3	-,26	,41
Sr	-,37	-,07	,9	-,03
Ba	,08	-,01	,66	,34
V	-,86	-,11	,3	,02
Ni	,66	,5	-,2	-,17
Co	,05	,72	-,32	-,24
Cr	-,7	-,13	,07	,43
Zn	,29	,81	-,09	,05
Cu	-,12	,87	-,33	-,21
Sc	-,53	,39	-,04	,29
Y	,97	,01	,03	,15
Zr	,86	-,11	,16	,3
La	-,31	-,01	,93	-,09
Ce	,24	-,18	,86	-,21
Yb	,96	-,07	,05	,15
Nb	,92	-,09	,03	,25
Quartz	,93	-,01	-,03	,2
Kaolinite	-,43	-,17	-,07	-,83
Goethite	-,25	,8	-,06	,09
Hématite	-,92	-,23	,17	,04
Gibbsite	,83	,11	-,1	,49
RHG	-,67	-,56	,13	-,07
RKGi	-,7	-,12	,07	-,66

TABLEAU. 80 - Corrélations géochimiques mise en évidence par l'ACP réalisée sur les données chimiques et minéralogiques des faciès de démantèlement des profils de la séquence de Guénékoumba (P9a + P10a).

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
SiO2	,95	,1	-,1	,11	-,04
Al2O3	,87	-,27	,09	-,11	,15
Fe2O3	-,98	,08	-,02	-,08	-,06
Mn3O4	,03	-,03	,08	,88	-,1
MgO	,63	,64	,07	,15	-,05
K2O	-,29	,87	,02	-,02	-,03
TiO2	,92	-,21	,06	,14	,19
P2O5	-,4	-,44	,46	,03	-,46
H2O	,71	-,47	,36	-9,95E-4	,07
Sr	-,33	,58	-,07	-,44	-,31
Ba	-,36	,85	,06	,01	-,05
V	-,94	-,05	,1	-,2	-,09
Ni	,8	-,19	-,09	,01	-,01
Co	,31	-,05	,01	,86	-,02
Cr	-,88	,04	,13	-,27	-,13
Zn	,32	-,05	-,26	,28	-,59

Cu	,46	-,47	,05	,19	,46
Sc	,14	-,51	,2	-,16	,63
Y	,97	-,1	,11	,11	,02
Zr	,86	-,14	,21	,17	,13
La	,42	,34	-,19	-,45	-,34
Ce	,26	-,18	,08	,13	,45
Yb	,92	-,2	,1	,16	,07
Nb	,84	-,31	,18	,11	,25
Quartz	,89	,08	,34	,18	-,01
Kaolinite	,04	,04	-,95	-,14	-,06
Gibbsite	,62	-,23	,68	-7,99E-4	,21
Hématite	-,87	,33	-,11	-,18	-,12
Goethite	-,64	-,55	,21	,21	,12
RHG	-,36	,54	-,12	-,27	-,08
RKGi	-,38	,22	-,86	-,08	-,16

TABLEAU. 81 - Corrélations géochimiques mise en évidence par l'ACP réalisée sur les données chimiques et minéralogiques des faciès de démantèlement des profils de la séquence de Finzani (ensemble des profils).

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
SiO ₂	,86	,37	-,15	-,27
Al ₂ O ₃	,94	,01	-,17	-,16
Fe ₂ O ₃	-,93	-,24	,11	,22
Mn ₃ O ₄	,61	,58	,01	-,13
MgO	,57	,47	,62	-,19
K ₂ O	-,37	,16	,88	-,14
TiO ₂	,89	,35	-,08	-,23
P ₂ O ₅	-,1	-,31	,07	,78
H ₂ O	,94	-,14	-,07	,02
Sr	-,39	-,2	,19	,82
Ba	-,46	,01	,86	-,02
V	-,76	-,47	,11	,37
Ni	,62	,55	-,26	-,14
Co	,31	,89	,15	-,06
Cr	-,77	-,33	,25	,42
Zn	-,05	,7	-,41	-,3

Cu	,58	,71	,11	-,01
Sc	,63	,43	,35	,19
Y	,92	,36	-,02	-,1
Zr	,89	,33	,12	-,22
La	-,12	,03	-,18	,92
Ce	,8	,1	-,27	,4
Nb	,94	,14	-,02	-,13
Quartz	,9	,31	,13	-,11
Kaolinite	-,42	,1	-,75	-,36
Gibbsite	,9	-,09	,31	,02
Hématite	-,95	-,12	,16	,21
Goethite	-,05	-,87	-,18	,13
RHG	-,95	,07	,16	,13
RKGi	-,86	,12	-,47	-,08
Yb	,91	,31	-,08	-,03

TABLEAU. 82 - Corrélations géochimiques mise en évidence par l'ACP réalisée sur les données chimiques et minéralogiques des faciès de démantèlement du profil amont de la séquence de Finzani (P19).

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5	Factor 6
SiO2	,92	,33	,06	,04	-,1	,05
Al2O3	,87	-,25	-,03	-,25	,06	-,15
Fe2O3	-,98	-,14	-,01	,04	,05	-,03
Mn3O4	-,18	,2	,05	,87	-,04	-,01
MgO	,74	,6	,05	,1	,01	-,1
K2O	,06	,93	-,02	,22	-,11	-,06
TiO2	,97	-,03	,02	-,07	-,05	-,06
P2O5	-,54	-,17	-,28	,01	,57	,17
H2O	,67	-,29	-,28	-,22	,33	,25
Sr	,23	,9	,03	,04	,22	-,1
Ba	,01	,78	,01	,54	,04	-,02
V	-,95	-,17	-,07	-,08	,13	,07
Ni	,79	-,28	-,02	,01	-,02	,05
Co	,04	,07	,12	,91	-,15	,16
Cr	-,87	-,14	-,07	-,18	,31	,01
Zn	,36	-,01	,01	,39	,45	,17

Cu	,28	-,25	,24	-,39	-,38	,49
Sc	-,15	-,28	,04	-,78	-,23	,34
Y	,96	,15	-,07	,01	,01	,07
Zr	,83	,03	-,13	-,01	,11	-,02
La	,84	,41	,09	-,11	,06	,09
Ce	,11	-,21	-,18	,1	-,77	,07
Yb	,96	,12	3,93E-3	,06	,01	,08
Nb	,88	-,27	-,06	-,06	-,05	,02
Quartz	,81	,35	-,43	,09	-,1	,04
Keolinite	,3	-,02	,94	-,07	,02	,06
Gibbsite	,49	-,07	-,83	-,21	-,03	-,08
Hématite	-,88	-,07	,01	,07	,06	-,43
Goethite	-,83	-,18	-,02	,02	,03	,5
RHG	-,01	,07	-,08	-,05	-,08	-,91
RKGi	-,07	,05	,98	,1	,01	,06

TABLEAU. 83 - Corrélations géochimiques mise en évidence par l'ACP réalisée sur les données chimiques et minéralogiques des faciès de démantèlement des profils aval de la séquence de Finzani (P20 + P21 + P22).

**ANNEXE. 7 - TABLEAUX D'ANALYSES GEOCHIMIQUES ET
MINERALOGIQUES, ET RESULTATS DE L'ACP DES CUIRASSES
PRELEVEES EN SURFACE (Chapitre. 7)**

n	ech.	Facies	Site	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	K2O	P2O5	PP	Mn	Ca	Co	Cr	Zn	Cu	Zr	V	Nb	Se	La	Ce	Yb	Lu	Quartz	Kaol.	Hemat.	Goth.	Gibb.	Boeh.	Al	HRG	RKAL	
1	1			12.48	12.72	55.97	0.02	0	1.71	0.15	7.38	205	71	83	47	18	258	58	48	232	1616	12	19	50	43	87	8	0	0	0	0	0	0	
2	1			12.48	12.72	55.97	0.02	0	1.71	0.15	7.38	205	71	83	47	18	258	58	48	232	1616	12	19	50	43	87	8	0	0	0	0	0	0	
3	1			13.57	15.3	59.62	0.03	0	1.67	0.31	8.65	285	79	81	48	18	847	62	86	311	1611	11	20	44.5	53.4	44.8	0	1	0	0	0	0	0	
4	1			15.43	13.73	60.54	0.03	0	2.67	0.19	6.79	196	37	81	30	15	153	65	37	322	986	7	23	35.1	35.4	50.1	0	1	0	0	0	0	0	
5	1			13.44	15.5	60.39	0.03	0	2.05	0.39	7.83	118	65	48	23	10	788	64	50	357	1412	8	17	37.8	47	116	0	1	0	0	0	0	0	
6	1			15.28	18.06	53.49	0.03	0	2.16	0.58	8.53	167	45	35	35	10	810	59	74	385	1293	8	19	38.2	46.6	128	0	1	0	0	0	0	0	
7	1			15.33	16.11	57.14	0.03	0	1.67	0.23	9.87	127	22	30	25	8	750	82	70	345	1412	6	18	34.5	21.5	21.5	0	0	0	0	0	0	0	
8	1			14.85	14.97	58.82	0.02	0	1.71	0.38	10.2	162	185	170	43	18	217	48	28	319	901	13	20	35	160	230	0	1	0	0	0	0	0	
9	1			15.11	17.42	55.82	0.02	0	1.5	0.68	10.18	194	73	43	38	16	229	37	143	234	1558	14	11	70.8	77.8	104	0	1	0	0	0	0	0	
10	1			11.72	15.29	61.82	0.02	0	1.39	0.57	10.05	143	59	60	44	14	432	45	108	318	1379	14	17	81.1	62	108	0	1	0	0	0	0	0	
11	1			10.22	12.86	66.76	0.02	0	1.44	0.29	8.81	388	18	11	63	20	464	82	100	408	1785	10	24	44.5	13.8	10	0	1	0	0	0	0	0	
12	1			16.68	21.96	45.8	0.02	0	1.82	0.23	11.66	201	15	13	41	14	678	46	116	381	1266	9	22	52.0	28.3	52.4	0	1	0	0	0	0	0	
13	1			8.96	9.08	74.14	0.02	0	1.68	0.29	5.18	388	34	62	44	21	223	48	54	219	847	8	13	34.7	35.3	24.8	0	1	0	0	0	0	0	
14	1			20.45	18.19	48.29	0.03	0	1.75	0.35	9.74	173	45	66	34	18	115	40	92	406	8	13	80	37.8	60.3	0	1	0	0	0	0	0	0	
15	1			7.96	13.84	64.22	0.03	0	1.21	0.61	10.71	223	11	12	38	16	294	58	144	217	1302	7	22	60.3	17.9	49.3	0	1	0	0	0	0	0	
16	1			14.12	18.1	56.43	0.02	0	1.56	0.27	9.52	155	20	14	40	13	317	40	62	314	1058	5	14	36.8	34.1	11.3	0	1	0	0	0	0	0	
17	1			22.44	18.78	47.6	0.02	0	1.64	0.3	9.60	89	221	80	33	8	229	51	121	297	2283	14	16	62	104	155	0	1	0	0	0	0	0	
18	1			18.77	16.35	55.87	0.02	0	1.3	0.21	8.11	81	40	30	34	10	184	45	75	225	1924	11	11	60.3	83.5	52.7	0	1	0	0	0	0	0	
19	1			17.54	15.28	56.28	0.02	0.06	1.23	0.24	8.11	81	66	43	39	12	177	44	82	244	1848	11	14	41.7	128	79.8	0	1	0	0	0	0	0	
20	1			17.52	16.75	54.13	0.02	0	1.25	0.24	9.09	80	28	28	33	12	173	44	82	244	1848	11	15	40.1	46.8	17.1	0	1	0	0	0	0	0	
21	1			18.87	17.11	52.03	0.02	0	1.25	0.24	9.77	79	32	24	30	12	173	44	82	244	1848	11	15	40.1	46.8	17.1	0	1	0	0	0	0	0	
22	1			18.24	18.25	52.52	0.02	0	1.27	0.24	9.71	40	8	7	38	12	54	35	46	180	342	5	5	20.5	10.4	20	0	1	0	0	0	0	0	
23	1			15.9	15.39	55.41	0.02	0	1.26	0.42	8.48	71	35	38	48	12	189	54	122	238	1981	12	11	50.4	73.7	87	0	1	0	0	0	0	0	
24	1			12.6	17.82	58.19	0.03	0	1.88	0.52	8.95	240	21	31	43	13	504	61	117	207	1270	6	15	42.6	28.8	82.4	0	1	0	0	0	0	0	
25	1			12.14	11.84	66.39	0.02	0	2.44	0.41	6.35	509	140	188	38	18	171	46	88	313	1098	10	13	20.8	77.3	113	0	1	0	0	0	0	0	
26	1			14.59	15.33	62.56	0.02	0	2.15	0.26	7.46	348	62	37	37	18	228	55	148	283	1513	10	14	56.4	54.7	73.8	0	1	0	0	0	0	0	
27	1			18.39	17.07	52.98	0.02	0	1.25	0.24	9.77	79	32	24	30	12	173	44	82	244	1848	11	15	40.1	46.8	17.1	0	1	0	0	0	0	0	0
28	1			18.07	18.07	52.98	0.02	0	1.24	0.52	11.41	18	23	48	35	12	144	256	353	1518	10	17	40	20.3	52.4	0	1	0	0	0	0	0	0	
29	1			18.62	20.67	48.78	0.02	0	1.85	0.37	10.18	105	33	39	38	18	446	42	76	348	1209	10	18	58.9	48.2	81.4	0	1	0	0	0	0	0	
30	1			15.66	15.54	57.53	0.02	0	1.98	0.46	8.81	80	37	47	48	20	257	51	189	286	1255	13	15	68.9	50.8	72	0	1	0	0	0	0	0	
31	1			14.68	20.58	51.76	0.03	0	1.65	0.43	11.01	345	21	20	43	20	601	15	105	354	1550	8	21	51	22.4	82.1	0	1	0	0	0	0	0	
32	2			8.73	17.25	62.53	0.02	0	1.93	0.42	8.78	175	101	58	30	18	691	54	75	351	1705	14	26	41.7	76.3	131	0	1	0	0	0	0	0	
33	2			12.4	15.62	60.3	0.03	0	1.41	0.37	8.44	150	32	27	48	18	858	80	90	373	1640	8	22	47.2	54.3	60.3	0	1	0	0	0	0	0	
34	2			8.48	13.78	64.87	0.03	0	1.86	0.44	8.51	150	16	29	40	16	922	85	82	345	1584	8	25	37.1	54.3	50.3	0	1	0	0	0	0	0	
35	2			17.27	17.1	51.53	0.02	0	0.98	0.31	12.5	24	32	42	10	688	74	77	181	1040	7	10	34.3	28.3	60.5	0	1	0	0	0	0	0	0	
36	2			12.6	16.15	60.63	0.04	0	1.25	0.28	8.82	150	15	28	51	11	724	98	107	238	2487	8	11	46.9	17.3	58.3	0	1	0	0	0	0	0	
37	2			12.07	16.82	60.95	0.02	0	1.58	0.39	8.60	160	71	49	46	13	782	115	71	340	1304	8	18	38.4	53.8	125	0	1	0	0	0	0	0	
38	2			12.18	15.28	60.89	0.04	0	1.3	0.64	8.58	158	84	101	58	10	482	104	115	339	1286	14	18	75.1	38.4	121	0	1	0	0	0	0	0	
39	2			8.55	14.18	68.17	0.02	0	1.93	0.57	7.85	81	24	21	32	10	824	54	56	284	1481	8	18	32.1	17.9	71	0	1	0	0	0	0	0	
40	2			11.35	15.07	63.12	0.03	0	2.04	0.67	8.14	448	28	36	35	8	569	71	78	517	1259	9	19	44.3	22.8	85.4	0	1	0	0	0	0	0	
41	2			10.34	14.48	62.77	0.03	0	1.24	0.37	9.77	244	48	39	43	16	845	63	88	242	1339	9	16	45.1	26.4	71.3	0	1	0	0	0	0	0	
42	2			5.68	15.84	65.97	0.02	0	1.42	0.41	10.20	228	48	44	37	8	677	40	83	283	1388	9	21	48.4	47.2	84.3	0	1	0	0	0	0	0	
43	2			8.28	12.78	67.82	0.02	0	1.62	0.32	8.45	387	13	8	35	20	417	58	78	473	1820	8	28	47.3	13.5	10	0	1	0	0	0	0	0	
44	2			8.23	10.48	74.16	0.02	0	2.02	0.29	6.08	527	12	18	43	18	240	28	28	443	1136	7	25	25.1	11.4	21.1	0	1	0	0	0	0	0	
45	2			18.51	20	49.18	0.03	0	2.01	0.34	6.43	205	32	18	46	14	444	41	49	400	1147	8	21	40.9	33.8	64.8	0	1	0	0	0	0	0	
46	2			15.2	18.03	63.22	0.03	0	1.62	0.28	9.27	126	10	12	48	17	338	54	114	334	1251	9	18	60.4	16.9	34.5	0	1	0	0	0	0	0	
47	2			12.89	15.82	60.27	0.03	0	1.45	0.36	9.58	144	31	43	48	17	345	54	114	334	1251	9	18	60.4	16.9	34.5	0	1	0	0	0	0	0	
48	2			13.78	14.06	57.81	0.03	0	1.48	0.34	8.97	164	23	28	40	16	851	42	84	242	977	7	15	44.8	32.8</									

87	3	2	12,05	18,1	55,23	0,04	0,04	1,73	0,48	10,27	280	5	19	71	19	385	41	55	393	1058	12	22	27,4	7,5	10	11	1,8	28	0	11	0	31,4	20	17	11	44	8
88	3	2	13,54	17,32	55,35	0,02	0	1,73	0,34	10,55	243	102	113	38	17	550	66	158	255	1438	8	21	48,3	218	218	0	1,3	0	2	30	22	20	1,5	0	82	82	
89	3	2	12,83	18,55	55,37	0,05	0	1,25	0,52	11,29	333	27	53	48	18	854	71	191	249	1343	14	16	50	32,7	52,9	0	2,3	0	2	30	25	20	1,5	0	45	72	
90	3	2	10,77	19,26	55,35	0,04	0,04	1,45	0,4	8,37	288	24	21	55	21	385	27	75	144	144	6	16	35,3	22,2	35,1	0	1,2	0	2	27	80	11	5	22	54,5	85	
91	3	2	4,12	25,81	51,09	0,02	0	1,87	0,35	15,33	167	7	11	57	14	311	32	37	394	1018	8	26	27,1	2,7	10	0	1,2	0	2	0	27	8	44	0	85	85	
92	3	2	8,71	20,76	60,1	0,03	0	1,67	0,44	7,45	153	8	10	55	10	318	35	80	319	1342	8	19	38,4	18,5	22,3	0	1,8	0	6	21	42	14	11	8	75	84	
93	3	2	12,97	15,15	60,86	0,03	0	1,34	0,27	8,46	441	8	22	44	10	290	50	145	239	1215	6	12	50,2	12,7	28,8	0	1,1	0	0	48	30,5	18	7	0	55,5	87	
94	3	2	11,79	17,44	58,79	0,03	0	1,36	0,51	10,40	228	41	38	43	17	721	48	98	298	1283	9	17	48,3	38,1	75,6	0	1,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
95	3	2	10,94	21,41	52,91	0,03	0	1,62	0,45	15,00	242	13	19	48	17	314	51	81	401	1106	10	21	41,1	21,3	38,4	0	1,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
96	3	2	10,51	17,54	60,35	0,04	0	1,37	0,39	10,81	190	10	16	58	10	368	30	176	185	154	0	16	38,3	18,1	40,4	0	1,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
97	3	2	10,81	17,97	61,39	0,04	0	0,82	0,31	12,47	47,38	4	1581	115	70	142	133	348	82	835	19	5	85	5	80,1	0	2,5	0	14	30	12	1	0	24	85		
98	3	2	10,82	17,21	57,85	0,03	0	1,07	0,28	12,57	250,3	8	285	64	29	705	75	448	237	1434	14	11	85,6	7,7	18,7	0	2,8	0	2	14	8	12	0	11	54		
99	3	2	8,47	18,63	56,89	0,03	0	1,37	0,58	11,82	354	15	27	31	15	476	48	124	355	1122	11	21	40,1	26,1	54,8	0	2,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
100	3	2	11,44	15,42	61,24	0,02	0	1,25	0,58	8,38	132	20	31	37	11	394	55	124	227	1579	8	18	56,7	34,9	45,8	0	2,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
101	3	2	10,8	16,92	58,95	0,02	0	1,45	0,38	10,08	208	31	24	32	13	421	51	102	285	1043	8	20	44,6	33,1	75,2	0	1,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
102	3	2	10,08	17,01	56,86	0,14	0,08	1,48	0,81	12,88	368	8	27	64	24	154	67	80	329	725	16	26	22,8	21,1	42,8	0	2,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
103	3	2	12,34	17,81	68,12	0,02	0	1,25	0,48	8,16	133	65	85	35	16	840	50	100	348	1715	19	17	38,9	64,7	118	0	1,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
104	3	2	14,32	16,45	64,34	0,05	0	1,25	0,93	11,74	115,3	4	45	80	54	247	72	181	284	1224	16	18	28,9	5,2	48,1	0	2	0	10,5	27	81	14	6,5	0	78	80,5	
105	3	2	13,83	15,56	56,28	0,05	0	1,75	0,77	12,06	241	3	11	38	18	174	44	85	307	1081	8	17	20,1	7,8	10	0	1,4	0	38	0	28	32	0	0	47,5	60	
106	3	2	12,35	14,15	61,4	0,02	0	1,31	0,46	8,00	243	45	38	45	17	411	58	143	231	1384	8	11	55,6	40	67,8	0	1,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
107	3	2	10,59	15,66	65,29	0,02	0	2,08	0,45	8,05	292	28	52	48	18	294	57	122	258	2408	11	15	45,1	36	40,7	0	1,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
108	3	2	10,34	15,29	61,01	0,02	0	1,31	0,56	9,81	418	24	37	60	21	358	67	172	280	1521	12	11	54,3	26,7	40,5	0	1,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
109	3	2	8,91	16,8	62,87	0,02	0	1,51	1,03	11,25	208	3	15	65	28	259	71	118	188	135	18	18	55,3	10,8	10	0	1,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
110	3	2	10,88	16,85	62,55	0,02	0	1,37	0,58	8,25	15,3	28	18	65	28	259	71	118	188	135	18	18	55,3	10,8	10	0	1,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
111	3	2	8,77	15,32	62,85	0,04	0	1,26	0,52	10,87	168	7	11	79	24	277	77	351	283	1383	12	12	80,7	6,4	12,3	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
112	3	2	6,27	17,45	61,78	0,03	0	1,08	0,52	12,81	181,7	8	330	167	48	565	115	498	217	1233	16	13	82,4	11,9	38,7	0	2,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
113	3	2	12,53	21,85	48,97	0,04	0	1,57	0,48	14,14	183,4	13	181	68	44	448	107	432	468	1350	26	16	77,4	22,1	28,9	0	3,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
114	3	2	11,53	15	58,85	0,03	0,08	1,04	0,18	12,82	84	4	28	43	12	212	90	750	207	1458	13	14	100	13,7	44,4	0	2,8	0	2	12	3	77	6	0	4	67	
115	3	2	8,52	15,31	64,77	0,04	0	1,14	0,58	10,04	107	6	8	88	22	427	64	200	200	1533	11	10	67,4	12,7	12,7	0	1,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
116	3	2	12,58	16,88	58,95	0,03	0,04	1,25	0,84	11,58	234	4	15	68	15	308	58	134	261	128	11	22	27,4	13,1	10,4	0	1,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
117	3	2	7,77	17,35	62,11	0,03	0	0,7	0,57	12,19	213,2	54	36	183	102	275	258	301	157	1247	11	12	75,5	28,5	27,5	0	1,5	0	2	22	35	33	8	0	51,5	75	
118	3	2	12,05	18,84	56,82	0,03	0	1,45	0,52	8,41	324	30	32	45	20	814	54	137	343	1491	11	23	55,8	45,5	92,8	0	2,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
119	3	2	13,45	15,88	58,84	0,04	0	1,38	0,51	8,48	230	43	35	48	10	607	45	134	248	1303	8	17	44,9	44,4	81,4	0	1,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
120	3	2	11,71	12,12	65,05	0,03	0	2,01	0,29	7,84	245	19	27	43	13	407	57	124	318	1642	7	18	45	32,4	58,7	0	1,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
121	3	2	12,54	16,97	53,2	0,08	0	1,87	0,55	12,53	548	8	22	71	32	250	46	127	347	880	15	26	24,9	13,5	45,4	0	2,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
122	3	2	8,51	12,91	65,18	0,03	0	1,38	0,55	7,38	185,3	133	76	47	13	484	87	68	281	128	11	16	24,4	72,1	10,4	0	1,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
123	3	2	10,85	14,88	61,02	0,04	0	1,51	0,53	10,87	18,10	7	63	54	35	251	38	75	523	1478	12	20	24,8	14,7	48,3	0	1,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
124	3	2	10,47	14,9	63,24	0,07	0	0,96	0,42	8,34	395	18	51	48	20	638	90	107	224	1284	8	13	32,4	24,2	115	0	1,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
125	3	2	13,17	16,34	53,32	0,03	0	1,61	0,44	11,58	160	15	8	32	12	570	108	165	313	1838	8	17	58,4	30	38,6	0	1,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
126	3	2	7,88	17,53	61,66	0,02	0	1,32	0,65	11,48	208	13	11	48	18	874	67	268	294	1818	10	18	45	14,3	31	0	1,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
127	3	2	12,39	16,72	58,13	0,05	0	1,43	0,41	8,82	311	15	20	51	25	236	60	180	242	1412	10	12	53,7	13,8	33	0	1,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
128	3	2	11,95	17,71	57,23	0,05	0	1,42	0,34	11,23	864	16	33	77	59	413	112	221	225	1620	7	13	58,4	17,4	55,6	0	1,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
129	3	2	8,51	14,88	65,68	0,03	0	1,38	0,55	7,38	185,3	133	76	47	13	484	87	68	281	128	11	16	24,4	72,1	10,4	0	1,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
130	3	2	7,25	14,77	63,89	0,05	0	0,58	0,59	13,05	348	5	31	154	45	145	315	701																			

89

TABLEAU. 84 - Composition géochimique et minéralogique des cuirasses ferrugineuses selon leur situation géomorphologique (Faciès : 1 - massif ; 2 - paranodulaire ; 3 - nodulaire ou protopisolithique ; 4 : vermiforme ; Site : 1 - haut-plateaux ; 2 - bas-versants ; 3 - bas-plateaux ; pour les minéraux, même légende qu'au tableau 77).

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
SiO2	,09	,43	,79	-,09	-,02
Al2O3	-,02	,91	-,14	-,06	,01
Fe2O3	-,23	-,88	-,3	,04	-,08
MgO	,13	,13	-,29	-,07	,26
TiO2	-,57	,21	,14	-,2	,36
P2O5	-,05	-,03	-,04	,04	,51
PF	,7	,5	-,35	,11	,17
Mn	,09	-,04	-,05	,91	-4,06E-3
Sr	-,4	,02	,42	,17	-,07
Ba	,1	-,08	,05	,87	-,03
Ni	,49	-,19	-,2	,36	,28
Co	,22	-,28	,03	,65	,47
Cr	-,09	,14	-,38	,23	-,54
Zn	,63	-,25	-,03	,25	,06
Cu	,89	-,02	,03	,05	,03
Zr	-,51	,5	,01	-,07	,28
V	-,22	-,25	,02	-,03	-,5
Y	,45	,1	-2,41E-3	,42	,36
Nb	-,47	,34	-,2	-,01	,52
Sc	,81	-,01	,04	,07	-,2
La	-,12	,09	,29	,05	,09
Ce	,03	,11	,01	,78	-,19
Yb	,31	-,07	,16	,16	,51
quartz	-,01	,12	-,19	-,08	,55
kaolinite	-,09	,21	,8	-,01	-,28
hématite	-,85	-,38	-,01	-,04	-,21
goethite	,9	,07	-,01	,02	,23
gibbsite	-,14	,32	-,78	,09	-,08
RHG	-,89	-,22	-,01	-,02	-,24
RKGi	,1	-,19	,88	-,03	-,02

TABLEAU. 85 - Corrélations géochimiques enregistrées par l'ACP réalisées sur l'ensemble de l'échantillonnage de surface.

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
SiO ₂	,16	-,12	-,82	-,41	,04
Al ₂ O ₃	,04	,12	-,88	,34	,05
Fe ₂ O ₃	-,11	-,04	,95	-,03	-,08
TiO ₂	,15	-,27	,04	-,05	,59
P ₂ O ₅	,46	,18	,2	,3	-,06
PF	-,01	,49	-,53	,56	-,05
Mn	-,33	,09	,58	-,07	,3
Sr	,9	-,03	-,14	-,11	3,13E-3
Ba	,86	-,1	-,01	-,15	,1
Ni	-,31	,61	,28	-,14	-,24
Co	-,28	,57	,31	-,3	,21
Cr	-,11	,09	,17	,62	-,31
Zn	,09	,07	,21	,18	-,5
Cu	-,01	,73	-,19	,12	-,41
Zr	,01	,13	-,01	,12	,75
V	,07	,19	,04	,06	-,58
Y	,79	,39	-,05	,02	-,01
Nb	,1	,16	,37	,29	,65
Sc	,25	,65	-,2	,13	-,29
La	,82	-,03	-,21	-,21	-,04
Ce	,92	-,07	-,11	,11	,02
Yb	,41	,55	-,04	-,17	,36
Quartz	,14	-,05	-,01	,54	-,13
Kaolinite	,01	-,1	-,84	-,39	,01
Hématite	,02	-,4	,82	-,09	-,07
Goethite	,08	,79	,12	,11	-,05
Gibbsite	-,2	,06	-,16	,78	,23
RHG	-,03	-,78	,3	-,13	-,07
RKGi	,13	-4,02E-3	-,09	-,82	-,17

TABLEAU. 86 - Corrélations géochimiques enregistrées par l'ACP réalisées sur les cuirasses des haut-plateaux.

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
SiO ₂	,11	,17	,08	-,39	-,78
Al ₂ O ₃	,68	4,51E-3	,06	-,11	-,66
Fe ₂ O ₃	-,53	-,08	-,04	,15	,78
MgO	-,07	,2	-,69	,47	-,22
TiO ₂	-,07	,02	-,59	,36	-,01
P ₂ O ₅	,37	,68	-,04	-,01	,14
PF	,84	-1,55E-3	,29	,06	-,36
Mn	-,07	-,14	-,22	,01	,86
Sr	-,2	,81	,15	,01	-,28
Ba	-,21	,86	-,35	-,05	-,06
Ni	-,05	,1	,32	-,01	,75
Co	,02	-,12	,07	-,2	,85
Cr	,18	-,21	-,01	,76	-7,71E-5
Zn	-,33	-,09	,01	,86	,16
Cu	,52	,35	,67	-,01	,17
Zr	,61	-,07	-,3	,44	-,1
V	-,26	-,01	,87	,2	-,25
Y	,13	,68	,66	-,01	-,08
Nb	,14	,09	-,15	,72	,2
Sc	,5	,52	,55	-,23	,04
La	-,28	,75	,23	-,27	-,31
Ce	-,06	,92	-,02	,11	-,23
Yb	,29	,65	,23	-,37	,22
Quartz	,57	,02	-,07	,31	-,03
Kaolinite	,03	,2	-,1	-,53	-,76
Hématite	-,8	-,14	-,18	,28	,4
Goethite	,64	,11	,5	,29	,35
Gibbsite	,86	-,18	-,1	-,15	-,08
RHG	-,85	-,14	-,38	-,06	-,11
RKGi	-,84	,17	,09	,06	,06

TABLEAU. 87 - Corrélations géochimiques enregistrées par l'ACP réalisées sur les cuirasses massives des haut-plateaux.

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
SiO ₂	,83	-,16	-,16	-,19	,21
Al ₂ O ₃	,89	,2	,13	-,03	-,17
Fe ₂ O ₃	-,95	-,02	-,06	,04	-3,12E-3
MgO	-,06	,09	,64	-,11	,25
TiO ₂	,02	,24	-,63	,01	,16
P ₂ O ₅	-,35	,5	-,04	-,32	,4
PF	,43	,18	,57	,27	-,26
Mn	-,34	-,3	-,3	,19	1,02E-3
Sr	,01	,96	-,13	,04	-,01
Ba	-,05	,91	,03	-,13	,1
Ni	,07	-,4	,55	,39	,23
Co	,02	-,2	,21	,76	,09
Cr	,1	,47	,51	,02	-,1
Zn	-,01	,41	,41	-,37	,37
Cu	,2	-,11	,83	,08	,07
Zr	-,16	,09	-,59	,53	,23
V	-,12	-2,93E-3	,49	-,01	,04
Y	-,17	,79	,17	,34	-,05
Nb	-,29	,19	-,39	,72	-,2
Sc	,12	,19	,63	,04	,17
La	,13	,81	-,04	,27	-,13
Ce	,06	,92	-,12	-,07	-,09
Yb	-,03	,14	-,01	,78	-,05
quartz	-2,39E-3	,37	,21	-,11	-,37
kaolinite	,88	-,23	-,07	-,12	,21
hématite	-,85	-,04	-,14	-,12	-,14
goethite	-,14	,29	,35	,39	,57
gibbsite	-,04	,15	-,06	,09	-,89
RHG	-,36	-,24	-,26	-,38	-,57
RKG1	,3	-,18	,03	-,1	,85

TABLEAU. 88 - Corrélations géochimiques enregistrées par l'ACP réalisées sur les cuirasses paranodulaires des haut-plateaux.

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
SiO ₂	,27	,71	-,03	-,26	,05
Al ₂ O ₃	-,15	-,73	,56	-,11	-,02
Fe ₂ O ₃	-,34	,41	-,64	,07	,13
MgO	,19	,42	,33	,03	-,38
TiO ₂	-,31	-,16	,68	-,26	-,38
P ₂ O ₅	-,05	,4	,64	,17	-,34
PF	,49	-,67	,29	,22	-,17
Mn	,25	-,05	-,32	,85	,12
Sr	-,14	,24	,04	-,2	,62
Ba	,26	-,04	-,4	,82	,09
Ni	,17	,02	-,04	,78	-,28
Co	,26	,2	-,08	,86	-,2
Cr	-,05	-2,59E-3	-,03	-,08	,84
Zn	,62	,2	-,42	,31	,08
Cu	,67	-,01	-,59	,35	-,11
Zr	-,13	-,23	,72	-,25	,12
V	-,12	,11	-,28	-,29	,51
Y	,66	,02	,1	,57	,01
Nb	-,09	-,3	,84	-,22	,04
Sc	,64	-,04	-,68	,03	,26
La	,01	,22	,09	-,23	,58
Ce	,01	-,05	-2,35E-3	,31	,69
Yb	,78	,07	-,03	,34	-,02
quartz	,07	,17	,33	-,09	-,61
kaolinite	-,13	,55	-,09	,01	,52
hématite	-,91	1,56E-3	-,01	-,07	,15
goethite	,89	,22	-,16	,16	-,16
gibbsite	-,22	-,9	,13	-,12	,02
RHG	-,91	-,24	,05	-,12	,16
RKGi	,15	,84	-,12	,21	,19

TABLEAU. 89 - Corrélations géochimiques enregistrées par l'ACP réalisées sur les cuirasses des bas-versants.

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
SiO2	,2	,44	-,01	-,78	,03
Al2O3	,07	,89	-,04	-,08	-,17
Fe2O3	-,32	-,77	4,84E-3	,46	,04
MgO	-,26	,16	-,14	,2	,19
TiO2	-,22	,57	-,07	,02	,3
P2O5	,04	-,04	,07	,17	,44
PF	,87	,26	,03	,15	-,05
Mn	-,05	-,04	,93	,02	,01
Sr	-,23	,24	,38	-,07	,04
Ba	-2,69E-3	-,06	,93	-3,33E-3	-,02
Ni	,48	-,32	,29	,25	,26
Co	,17	-,34	,57	,02	,55
Cr	-,32	,11	,24	,31	-,56
Zn	,49	-,46	,27	,04	,14
Cu	,8	-,23	-,09	-,13	-,04
Zr	-,2	,78	,02	,04	,17
V	-,38	-,27		,01	-,41
Y	,43	,02	,4	,1	,36
Nb	-,24	,59	,04	,23	,49
Sc	,71	-,27	,01	-,07	-,3
La	-,02	,12	,01	-,13	,26
Ce	,05	-,06	,87	-,02	-,1
Yb	,46	-,11	3,32E-3	-,03	,54
quartz	-,3	,2	-,07	-,01	,6
kaolinite	,09	,23	,11	-,78	-,21
hématite	-,9	-,09	,04	,23	-,12
goethite	,83	-,17	-,11	-,25	,11
gibbsite	-,07	,15	,08	,84	-,1
RHG	-,9	3,00E-3	,07	,24	-,11
RKGI	,11	-,12	,01	-,93	,07

TABLEAU. 90 - Corrélations géochimiques enregistrées par l'ACP réalisées sur les cuirasses des bas-plateaux.

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
SiO2	,83	-,22	-,08	-,17	-,23
Al2O3	,9	,02	-,16	-,34	,08
Fe2O3	-,93	,11	,11	,22	,06
MgO	-,1	-,05	,06	-,4	,13
TiO2	,88	,12	,13	,13	,16
P2O5	-4,19E-3	-,1	-,74	,31	7,15E-4
PF	,35	-,67	,19	-,04	,28
Mn	-,1	,56	-,17	,77	,06
Sr	,49	,27	-,68	,02	-,08
Ba	-,25	,63	-,09	,62	-,03
Ni	-,41	-,12	,15	,76	-,06
Co	-,4	-,02	-,19	,82	-,02
Cr	,29	,32	,37	-,18	,53
Zn	-,47	-,1	,14	,59	-,02
Cu	-,14	-,3	,82	,26	-,1
Zr	,76	,06	-,03	-,12	,29

V	-,38	-,27	-,03	,01	-,41
Y	,43	,02	,4	,1	,36
Nb	-,24	,59	,04	,23	,49
Sc	,71	-,27	,01	-,07	-,3
La	-,02	,12	,01	-,13	,26
Ce	,05	-,06	,87	-,02	-,1
Yb	,46	-,11	3,32E-3	-,03	,54
quartz	-,3	,2	-,07	-,01	,6
kaolinite	,09	,23	,11	-,78	-,21
hématite	-,9	-,09	,04	,23	-,12
goethite	,83	-,17	-,11	-,25	,11
gibbsite	-,07	,15	,08	,84	-,1
RHG	-,9	3,00E-3	,07	,24	-,11
RKGi	,11	-,12	,01	-,93	,07

TABLEAU. 91 - Corrélations géochimiques enregistrées par l'ACP réalisées sur les cuirasses vermiciformes des bas-plateaux.

Orthogonal Transformation Solution-Varimax

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
SiO ₂	,01	,21	,86	-,02	-,07
Al ₂ O ₃	,05	,84	-,11	-,13	,04
Fe ₂ O ₃	-,32	-,75	-,37	,04	,06
MgO	-,09	,01	,01	-,03	-,51
TiO ₂	-,31	,51	-,15	-,16	-,49
P ₂ O ₅	4,05E-3	,13	,01	,04	-,55
PF	,77	,3	-,35	,08	,07
Mn	,09	-,1	,04	,9	,12
Sr	-,33	,23	,21	,18	,36
Ba	,13	-,17	,06	,87	,1
Ni	,47	-,03	-,28	,36	-,05
Co	,17	-,06	,02	,84	-,3
Cr	-,17	4,68E-3	-,04	,04	,69
Zn	,52	-,33	-,05	,23	,06
Cu	,82	-,29	-,1	,1	,12
Zr	-,17	,77	-,04	-,06	-,11
V	-,45	-,32	-,06	-,09	,39
Y	,52	,01	-,06	,48	-,14
Nb	-,17	,77	-,23	,04	-,19
Sc	,72	-,4	-,03	-,09	,38
La	-,21	,28	,26	,09	,36
Ce	,02	,09	,12	,64	,42
Yb	,41	,22	-,05	,28	-,23
quartz	-,07	,15	,05	,02	-,65
kaolinite	-,15	,03	,79	,01	,28
hématite	-,93	-,11	-,06	-,06	,02
goethite	,88	-,15	,02	,06	-,07
gibbsite	,05	,3	-,79	-,05	,25
RHG	-,94	,03	-,06	-,05	,04
RKGI	-,08	-,23	,88	,11	-,01

TABLEAU. 92 - Corrélations géochimiques enregistrées par l'ACP réalisées sur l'ensemble des cuirasses nodulaires à protopisolithiques.

**ANNEXE. 8 - TABLEAUX DES MESURES HYDROLOGIQUES DANS LE
FLEUVE OUBANGUI A BANGUI (Chapitre. 8)**

Année	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Moy.
1936	2200	1310	1220	1210	2380	3820	5320	7590	9310	10700	9030	4760	4900
1937	2550	1840	1320	1390	2170	3080	4090	6240	6590	8440	7980	4460	4180
1938	2410	1280	977	885	1730	3030	4490	7140	8260	11100	9350	4210	5240
1939	2410	1470	1130	1870	2190	2870	3790	5140	6760	7430	10000	4770	4150
1940	2340	1600	1180	1100	1780	2490	3560	6100	8060	8660	7530	3930	1030
1941	2160	1600	907	1010	1830	4350	5580	6480	9660	9270	9750	5870	4840
1942	2710	1740	1490	1230	2040	3790	5100	7800	10200	9340	6080	3750	4620
1943	2060	1130	732	907	1000	2130	3510	5910	7050	8330	6660	3500	3580
1944	1990	1080	1020	1490	2430	2940	3270	5150	6970	7200	6710	3020	3620
1945	1620	854	483	388	905	2510	4040	5660	8300	10500	8310	4650	4020
1946	2170	1170	738	591	995	2520	3600	6150	9350	10700	9750	4860	4380
1947	2380	1400	1060	1320	2670	3750	4700	7070	9170	9350	5910	3560	4360
1948	1850	1120	1080	884	1330	2890	4670	7280	11700	11000	8570	4010	4700
1949	2090	1220	749	984	936	2480	3190	5860	7360	10400	8200	3890	3950
1950	1860	1020	797	890	1820	3210	4180	6600	9180	10900	7690	3480	4300
1951	1890	1110	789	780	771	1680	2320	3880	5290	7580	8990	4720	3320
1952	2040	1120	756	966	1550	2710	3520	5530	8220	8660	6810	3610	3790
1953	2010	1100	934	741	1640	2510	3550	4780	7130	6940	6750	3060	3430
1954	1480	909	902	910	1300	2670	4290	5430	7800	9440	7800	3800	3900
1955	1940	1280	962	1800	2150	2520	4460	6020	8500	10900	10100	4590	4600
1956	2480	1390	1330	1480	2442	3610	4260	5200	7980	9110	7680	4120	4260
1957	2220	1170	1110	2050	2070	2930	4020	5980	6780	7680	8390	5780	4180
1958	3000	1460	973	1040	2470	2640	4140	6010	8130	9380	7900	4470	4300
1959	2640	1300	753	846	1950	2870	3330	5560	7620	8810	8270	4630	4050
1960	2200	1270	1060	1360	2170	2790	4570	6780	8230	10700	9850	4740	4640
1961	2920	1770	919	925	1650	2100	4030	6870	11400	13100	12200	7360	5440
1962	3570	2020	1400	2120	2790	3890	5170	7320	9530	11800	11400	6420	5620
1963	3540	2440	2030	2250	4390	4420	5300	7540	8030	8580	7510	5530	5130
1964	3010	1570	967	1460	2220	3520	4210	5520	8930	11700	11600	5390	5010
1965	2840	1770	1330	1440	1630	2040	2940	6400	6950	8640	7990	4510	3960
1966	2270	1440	997	1560	3120	3970	4780	6760	9130	9200	8750	4600	4720
1967	2190	1270	871	706	921	2050	3890	5230	7830	10200	9100	4180	4040
1968	2100	1090	867	844	1430	2970	4870	7020	8070	8650	8420	6170	4380
1969	3270	1970	2290	3130	3720	5040	6660	9130	10200	11400	10700	5960	6120
1970	3270	2040	1480	1250	1840	2930	3700	6100	9700	9950	8640	3740	4550
1971	1890	1040	694	845	856	1330	2500	4580	7060	7070	5350	2820	2980
1972	1160	795	544	577	1040	2050	3340	4990	6200	7320	7380	3560	3250
1973	1530	774	542	537	1320	2180	2600	3940	5780	6390	5780	2430	2820
1974	1060	575	464	474	1260	2670	4570	6310	8480	9830	7210	3240	3850
1975	1300	730	592	609	1100	1740	2550	5220	9530	11300	8440	4010	3930
1976	1940	1020	728	1120	1270	3120	4000	5980	7200	7460	8190	4680	3890
1977	2630	1460	783	904	1050	1830	3370	5530	7730	8490	5640	3050	3540
1978	1360	683	537	532	1630	2100	3950	5420	7950	8810	8460	3730	3760
1979	1810	902	727	673	1320	2600	3670	5370	6760	6610	6860	3360	3390
1980	1500	766	551	870	1570	2510	4370	6010	7140	8740	8800	5010	3990
1981	2270	1090	638	770	1570	2610	3510	6160	8960	9150	7430	3270	3950
1982	1610	873	600	504	790	2050	2730	4060	5250	7570	8130	3130	3110
1983	1280	565	400	383	461	861	1790	3100	5160	6140	5390	3100	2390
1984	1210	552	435	477	754	1540	2350	3920	4960	5080	3750	1770	2230
1985	680	471	346	536	1390	2250	3180	4590	6280	6770	5850	2410	2900
1986	951	517	438	492	654	1070	2320	3600	4530	6470	5060	2400	2380
1987	1150	595	440	565	780	1689	2730	2760	4810	6670	5340	3160	2560
1988	1300	650	444	424	1040	1770	2190	4100	6770	8970	6490	3660	3150
1989	1750	765	471	517	730	1520	2020	3470	5230	6530	5010	2500	2540

TABLEAU. 93 - Mesures des débits du fleuve Oubangui à Bangui en Centrafrique de 1936 à 1989 par les hydrologues de l'ORSTOM.

Mois	Q m3/s	MES mg/l	MD mg/l	MES T/Mois	MD T/Mois	Total
Avr-87	565	4,40	48,60	6440	71170	77610
Mai-87	788	8,70	37,10	18360	70810	95690
Jui-87	1680	20,40	56,80	88830	249340	336170
Jui-87	2730	37,20	50,90	272010	372180	644190
Aoû-87	2760	36,50	50,80	269650	375530	657180
Sep-87	4820	48,80	57,40	609680	717120	1326800
Oct-87	6670	46,30	42,60	827150	789630	1616780
Nov-87	5340	37,30	43,10	516280	596560	1112840
Déc-87	3160	25,10	53,00	212440	448580	661020
Jan-88	1300	10,70	58,70	37260	204390	241650
Fév-88	680	3,40	57,30	5790	97630	103420
Mar-88	450	2,60	47,30	3130	57010	60140
Total annuel				2867020	3674770	6933940
moyenne annuelle	2580,00					
moyenne pondérée		35,25	45,18			

TABLEAU. 94 - Bilan de l'année hydrologique 1987-1988 dans l'Oubangui à Bangui (Mesures faites par J.P. THIEBAUX, ORSTOM).

Mois	Q m3/s	MES mg/l	MD mg/l	MES T/Mois	MD T/Mois	Total
Avr-88	420	3,60	46,00	3919	50077	53996
Mai-88	1040	20,60	45,50	57382	126742	184124
Jui-88	1770	25,90	48,00	118825	220216	339041
Jui-88	2190	35,20	41,70	206472	244600	451072
Aoû-88	4100	59,60	48,80	654494	480987	1135481
Sep-88	6770	54,70	42,60	951360	740913	1692273
Oct-88	8970	33,50	46,70	804846	1121979	1926825
Nov-88	6490	33,70	47,10	566904	792320	1359224
Déc-88	3660	23,70	35,60	232320	358985	581315
Jan-89	1750	13,00	41,50	60934	194519	255453
Fév-89	765	3,40	53,70	6292	99382	105674
Mar-89	471	2,40	34,80	3027	43901	46928
Total annuel				3666775	4464631	8131406
moyenne annuelle	3200,00					
moyenne pondérée		36,30	44,20			

TABLEAU. 95 - Bilan de l'année hydrologique 1988-1989 dans l'Oubangui à Bangui (Mesures faites par J.P. THIEBAUX, ORSTOM).

Mois	Q m3/s	MES mg/l	MD mg/l	MES T/Mois	MD T/Mois	Total
Avr-89	517	5,60	49,70	7512	66614	74130
Mai-89	730	11,40	48,80	22230	95351	117581
Avr-89	1520	21,40	44,40	84500	174960	259460
Jui-89	2020	33,90	46,00	183202	249091	432293
Aoû-89	3470	45,20	39,80	420509	369619	790128
Sep-89	5230	42,80	35,70	580608	484702	1065310
Oct-89	6530	40,00	34,80	699062	607997	1307059
Nov-89	5010	14,70	21,00	190512	272160	462672
Déc-89	2500	20,20	39,50	135259	248837	384096
Jan-90	1300	12,00	36,00	41783	125617	167400
Fév-90	626	6,20	39,30	9435	59512	68947
Mar-90	372	3,20	40,60	3214	40444	43658
Total annuel				2377830	2794904	5172734
moyenne annuelle	2982					
moyenne pondérée		21,40	39,60			

TABLEAU. 96 - Bilan de l'année hydrologique 1989-1990 dans l'Oubangui à Bangui (Mesures faites par J.P. THIEBAUX, ORSTOM).