ORSTOM
INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

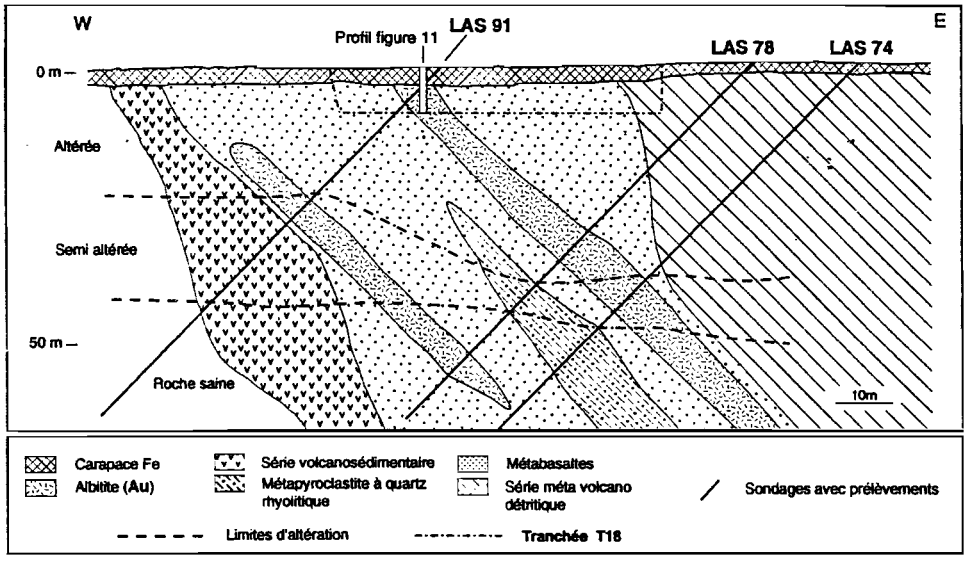
UNIVERSITÉ AIX-MARSEILLE III

GÉOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE

Ousmane BAMBA

L'OR DISSÉMINÉ DANS LES ALBITITES DE LARAFELLA (BURKINA FASO), EVOLUTION DANS LES ALTÉRITES ET LES CUIRASSES FERRUGINEUSES

MÉTALLOGÉNIE - PÉTROLOGIE - GÉOMORPHOLOGIE



Coupe géologique de l'environnement des albitites à sulfures et or disséminés de Larafella

1996

CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA REGION DE POURA

Carte réalisée à partir de prises de vue aérienne de l'IGB (mission 85069-B) photos n° 9293 à 9299 et 9315 à 9320.

juillet 1993

LEGENDE DE LA CARTE GEOMORPHOLOGIQUE

RELIEFS RESIDUELS

- Zone à cuirasse demantelée (sans rebord marqué)
- Zone à roche affleurante formant des massifs à relief bien marqué
- Zone d'interfluve à couverture plus ou moins epaisse et substratum sub-affleurant

SURFACES D'APLANISSEMENT

- Bas glacis
- Moyen glacis
- Haut glacis et relief intermédiaire

MATERIAUX DE RECOUVREMENT

- Zone de thalweg à dépôt alluvial récent
- Zone de plaine alluviale avec dépôt généralement organisé en terrasse
- Bourrelet de berge

TRAVAUX ANCIENS

- Filons de quartz à l'affleurement
- Zone d'orpaillage ancien (puits et taimigs)

TOPOGRAPHIE

- 300 Point coté
- Réseau hydrographique superficiel
- Route
- Habitations

ORSTOM
INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

UNIVERSITÉ AIX-MARSEILLE III

GÉOSCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
CEREGE

Ousmane BAMBA

L'OR DISSÉMINÉ DANS LES ALBITITES DE LARAFELLA (BURKINA FASO), EVOLUTION DANS LES ALTÉRITES ET LES CUIRASSES FERRUGINEUSES

MÉTALLOGÉNIE - PÉTROLOGIE - GÉOMORPHOLOGIE

1996

Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse de doctorat en sciences de l'université d'Aix-Marseille III, en Géochimie et Géosciences de l'Environnement le 24 octobre 1996, devant la commission composée de :

ARNDT N.	*Rapporteur*
COLIN F.	
GRANDIN G.	*Rapporteur*
LECOMTE P.	
NAHON D.	
ZONOU S.	

Résumé

Le district aurifère de Poura (Sud Burkina Faso) se localise dans des formations volcanosédimentaires birimiennes. L'or est associé à des filons de quartz ou disséminé.,Ce dernier cas est rencontré notamment à Larafella où une étude métallogénique, pétrologique, et géomorphologique a été menée.

La minéralisation primaire à or et sulfures (pyrite, arsénopyrite) se révèle disséminée dans des albitites. La compétence de ces roches par rapport à leurs encaissants basiques favorise la fracturation hydrique faisant d'elles, outre les filons quartzeux, un autre réservoir privilégié des fluides minéralisés. Ce type de gisement n'avait pas encore été signalé dans le Birimien de l'Afrique de l'Ouest.

Trois systèmes d'aplanissements à cuirasse ou carapace ferrugineuse, résultant de la morphogenèse sous des climats alternativement plus secs et plus humides que l'actuel, s'étagent dans la région de Poura (unité basse, moyenne et supérieure). Leur façonnement s'accompagne, à Larafella, de la modification de la morphologie, de la taille et de la composition chimique des particules d'or dont l'étude constitue pour la reconstitution du paléopaysage, un outils précieux, complémentaire à la pétrologie et à la géochimie globale.

Dans l'unité basse, l'altération supergène de l'albitite conduit à la formation d'un profil d'altération résiduel dans lequel seule la partie sommitale est remaniée et fonctionne comme un glacis en cours de dénudation. L'or s'accumule dans l'isaltérite friable où la précipitation fréquente s'effectue en présence du fer, du manganèse et du cérium. Dans la carapace et dans le sol, prévalent la dissolution, l'émoussé des particules et la dispersion mécanique. Les nodules sont plus riches en or que la matrice friable. Les teneurs en or particulaire et chimique diminuent de l'isaltérite friable vers le sol puis dans le halo de dispersion.

L'unité moyenne et l'unité supérieure ont fonctionné comme des glacis d'accumulation. Les ensembles ferrugineux qui reposent sur une altérite stérile, comportent des épaisseurs importantes (> 8 m) des matériaux d'origines diverses : matériaux issus de la roche sous-jacente comme des nodules schisteux, matériaux importés représentés par certains minéraux lourds issus de l'albitite (particules d'or, sulfures sains et oxydés) ainsi que par des éléments grossiers (débris de bauxite et certains nodules ferrugineux). Dans ces profils anciens, les particules d'or sont affectées par de nombreuses cavités de dissolution, ainsi que par des marques de transport mécanique. Les teneurs en argent sont moins importantes (0 à 12 %) que dans l'unité basse (12 à 16 %). L'essentiel de l'or se trouve dans la matrice argilo-ferrugineuse contrairement au profil minéralisé.

La succession actuelle des trois unités géomorphologiques est le résultat d'une érosion différentielle qui permet à partir de l'albitite, une alimentation des unités anciennes, alors situées en aval. La localisation préférentielle de l'or et des sulfures dans les nodules du profil résiduel, hérité de l'albitite et dans la matrice argilo-ferrugineuse des profils d'accumulation anciens sont des faits qui se doivent d'être pris en compte dans la prospection de l'or en milieu latéritique.

Mots clés : or, sulfure, albitite, altération supergène, cuirasse ferrugineuse, précipitation, dissolution, dispersion mécanique, Burkina Faso, Afrique de l'Ouest.

PENSONS

1) Un proverbe du pays Sénoufo dit que " la mort d'une seule personne ne suffit pas à tarir l'humanité ". Par extension, le passage d'un individu dans un domaine de la science, plus précisément sur un site géologique donné ne suffit pas à cerner tous les problèmes relatifs à ce site, car la vérité au sein des sciences de la matière est en devenir. C'est un domaine complexe où le passant passe en soumettant sa modeste contribution à un édifice en partie contrôlé par la dialectique. La carte d'Afrique ne ressemble t-elle pas à un point d'interrogation ? C'est un vaste continent différent du Nord au Sud , d'Ouest en Est et même de Larafella à Balago. Alors, je suis d'emblée à l'école du prochain aventurier qui passera par Larafella.

2) " Quand on mache avec un sourd muet en forêt
et lorsque celui-ci se met à courir subitement,
il faut le suivre avant toute interprétation
de son geste, car il ne l'a pas entendu mais il l'a vu "

3) " Ne disons pas qu'ils ne savent rien ; disons plutôt qu'ils ont appris autre chose différente de la logique dite scientifique" (in médecin de gaffiré). Je dédie ce travail à tous mes frères et soeurs du village qui n'ont pas eu la chance (?) de suivre le même cursus. Nietzche disait que " La plus belle vue du monde se trouve à mi pente " alors j'y suis allé, mais qu'ai-je vu de plus que la frontière entre cultures qui ne peuvent du reste en aucun cas être classifiées.

AVANT PROPOS

Ce mémoire est la synthèse de mes travaux réalisés à l'université d'Aix-Marseille III au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement et de Géosciences de l'Environnement (CEREGE) et s'inscrit dans le programme ORSTOM intitulé "minéralisations supergènes du Burkina Faso ". C'est le produit d'une collaboration entre l'ORSTOM, le projet Campus et la Société de Recherche et d'Exploitation Minière du Burkina Faso (SOREMIB).

Au terme de ce travail je remercie :

Monsieur Pierre Soler directeur du département TOA de l'ORSTOM qui a toujours porté une attention particulière à ce travail.

Messieurs Eli Justin Ouédraogo et Siaka Zonou, respectivement directeur général de la SOREMIB et directeur de recherches géologiques dont l'intérêt pour ce travail n'a jamais faibli. Je leur suis surtout reconnaissant pour la grande ouverture d'esprit dont ils ont fait preuve. Je remercie de même le représentant de Billiton monsieur Halpin d'avoir assuré le relai.

Monsieur le professeur Daniel Nahon qui m'a accueilli dans son laboratoire.

Ma reconnaissance va à monsieur Jean Claude Parisot qui a suivi trois années durant l'évolution de ce travail, du premier séjour sur le terrain à la conclusion générale, tout cela dans un calme olympien sans jamais trop élever la voix. Son apport, tant sur le plan scientifique que humaine dans l'élaboration de ce mémoire est incommensurable. Je le remercie d'avoir accepté de diriger ce travail.

Monsieur Fabrice Colin d'avoir accepté de codiriger cette thèse, sa contribution a été efficace.

Monsieur Georges Grandin qui m'a fait bénéficier de son expérience dans la lecture du paysage latéritique et surtout de sa rigueur scientifique. Je lui suis reconnaissant également d'avoir accepté de juger ce travail.

Monsieur le professeur Nicholat Arndt de l'université de Rennes I a bien voulu prendre part au jury. Qu'il trouve là l'expression de ma reconnaissance pour le regard de spécialiste reconnu en métallogénie qu'il apportera à ma thèse.

Messieurs Pierre Debat, Didier Béziat, Francis Tollon du laboratoire de minéralogie de Toulouse III, qui ont porté un grand intérêt pour ce travail. Leur collaboration a été effective dans l'étude de l'albitite.

Messieurs Bruno Boulangé, Jean Paul Ambrosi et de Jean Delvigne pour les discussions scientifiques qu'ils m'ont accordé et Alain Véron pour sa sympathie.

Madame Mireille Delaune, spécialiste de la minéralogie, pour sa très grande disponibilité au Laboratoire des Formations Superficielles de l'ORSTOM Bondy. Son apport dans l'étude des minéraux lourds a été grandiose.

Monsieur Bernard Simon du centre de calcul du CEREGE pour son apport considérable dans le traitement d'image.

Messieurs Jean Jacques Motte et Raymond Dassules du service de dessin du CEREGE pour les réalisations graphiques du mémoire.

Messieurs Adama Traoré et Passari Oula du service de cartographie de l'ORSTOM Ouagadougou ainsi que monsieur Malo Roger pour leur grande disponibilité.

Monsieur Palé François qui est sans aucun doute le vrai instigateur de ce travail. Celui qui à l'époque, ingénieur au BUMIGEB, a pris son temps pour répondre au courrier du jeune étudiant burkinabè perdu dans l'immensité des tours de Jussieu et à la recherche d'un thème de thèse. Celui qui, lettre à la main, a parcouru les structures locales et étrangères pour finalement grouiller (pour reprendre ses termes) un contact avec les altérologues de l'ORSTOM de Ouagadougou. Je le remercie très sincèrement.

Robert Zoungrana et Zakaria Sanfo qui m'ont donné des conseils utiles à mon arrivé à Marseille. Qu'ils ne me tiennent pas rigueur d'avoir manqué à un seul des multiples conseils prodigués : celui de ne pas être un permanent du " Locarno ", les " soulamassôgo " y étant souvent trop courtes.

Monsieur Affaton Pascal, le doyen des géologues africains à Marseille qui m'a apporté courage et détermination et surtout un recul dans l'interprétation des faits socio-scientifiques. En effet, ces Hommes nous ont frayé de part leur passage, un chemin séché dans du sable mouvant. Toute la difficulté réside dans la localisation du bon endroit quand on sait que " l'étranger a de gros yeux mais ne voit rien ", la proximité d'un tel doyen est d'une utilité inestimable.

Les étudiants thésards du CEREGE.

Olivier et Sandrine Hénocque pour toute leur amitié. Ils m'ont accepté pour le meilleur et pour le pire. Ils m'ont permis à mainte reprise de m'évader du monde étudiant et d'évoluer en environnement familial, seule véritable possibilité d'échanges culturels.

Je ne saurais oublier :

A Marseille mes amis de l'immeuble des " flamants " notamment Jean Mathias Koud, Hervé Mira, Souleymane Diop et Brigitte Ouédraogo, même si avec Hervé le Cahors a été parfois trop délicieux, en désaccord avec l'avancement du travail.

Tous mes amis du Burkina Faso.

Je remercie mes parents, mes frères et soeurs. Je rends hommage à ma mère qui sans comprendre le caractère incessant de mes études m'a cependant été d'un gros soutien moral.

Enfin, je suis reconnaissant au courage et à la patience de Angèle Gnoumou et de notre fille Madiara.

SOMMAIRE

CHAPITRE I : INTRODUCTION

I - PROBLEMATIQUES, OBJECTIFS ET CHOIX DU SITE 3
II - BREFS RAPPELS DES CONCEPTS D'ALTERATION LATERITIQUE 5
III - L'OR EN MILIEU SUPERGENE LATERITIQUE 6
IV - LE PLAN DU MEMOIRE 10
V - METHODOLOGIE 10

CHAPITRE II - LES GRANDS TRAITS DU MILIEU NATUREL

I - LA SITUATION GEOGRAPHIQUE 15
II - LE CONTEXTE GEOLOGIQUE 15
III - LE CLIMAT 19
IV - LA GEOMORPHOLOGIE DU SECTEUR DE POURA,
LES PROFILS D'ALTERATION DE LA SEQUENCE DE LARAFELLA 21
V - DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS DE L'ETUDE DE TERRAIN 36

CHAPITRE III - PETROLOGIE ET CHIMIE DE LA MINERALISATION AURIFERE PRIMAIRE

I - CARACTERISTIQUES PETROLOGIQUES ET STRUCTURALES 41
II - CHIMIE DES ALBITITES 46
III - DISCUSSION ET CONCLUSIONS 51

CHAPITRE IV - DIFFERENCIATION PETROLOGIQUE DES PROFILS D'ALTERATION

I - DIFFERENCIATION PETROLOGIQUE DU PROFIL
D'ALTERATION DE L'UNITE BASSE 57
II - DIFFERENCIATION PETROLOGIQUE DES PROFILS D'ALTERATION
DE L'UNITE MOYENNE ET SUPERIEUR 74
III DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS DE L'ETUDE PETROLOGIQUE
DES PROFILS D'ALTERATION DE LA SEQUENCE DE LARAFELLA 96

CHAPITRE V - LA GEOCHIMIE GLOBALE

I - GEOCHIMIE DE L'UNITE BASSE 101
II - GEOCHIMIE DES PROFILS DE L'UNITE MOYENNE ET SUPERIEURE 120
CONCLUSIONS SUR LA GEOCHIMIE GLOBALE DE LA SEQUENCE DE LARAFELLA 137

CHAPITRE VI - L'OR PARTICULAIRE ET SON CORTEGE DE MINERAUX LOURDS / LE CYCLE DE L'OR DANS LA SEQUENCE DE LARAFELLA

I - MORPHOLOGIE DESCRIPTIVE ET QUANTITATIVE /
COMPOSITION CHIMIQUE DES PARTICULES D'OR 143
II - APERCU SUR LES MINERAUX LOURDS (d>2,29) ACCOMPAGNATEURS DE L'OR 175
III - LE CYCLE DE L'OR A L'ECHELLE DE LA SEQUENCE DE LARAFELLA 183
IV -CONCLUSIONS DU CHAPITRE VI : RECONSTITUTION MORPHOCLIMATIQUE 191

CONCLUSIONS GENERALES 195

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 205
LISTE DES FIGURES 221
LISTE DES TABLEAUX 225
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

CHAPITRE I :

INTRODUCTION

I - Problématiques, objectifs et choix du site d'étude

Au Burkina Faso, le secteur minier est actuellement dominé par la prospection et l'exploitation de l'or. L'or est exploité selon deux modalités :

- industrielle : la mine de Poura est ainsi gérée par la Société de Recherche et d'Exploitation Minière du Burkina (SOREMIB) et à Essakane, la Compagnie d'Exploitation de Mines d'Or au Burkina (CEMOB) traite les haldes et les rejets des orpailleurs par cyanuration en tas ;

- artisanale : l'orpaillage est pratiqué sur de nombreux sites minéralisés des formations birimiennes, principalement sur les têtes de filons jusqu'à des profondeurs de 20 à 60 m, mais également dans des sols gravillonnaires et des petits flats. L'essor de l'orpaillage est consécutif à la remontée du cours de l'or ces quinze dernières années mais aussi au besoin de complément de ressources, les grandes sécheresses ayant limité les revenus agro-pastoraux au nord du pays.

La compréhension du comportement de l'or dans les matériaux superficiels a progressé entre autre sous l'impulsion de l'ORSTOM, aussi bien dans le domaine glaciaire et fluviatile (Hallbauer et Utter, 1977; Hérail *et al.,* 1990) que dans les altérites de zones équatoriales (Edou-Minko, 1988; Colin, 1992; Bowell et Foster, 1995). Des travaux en zone soudanienne ont porté sur l'or des cuirasses et des altérites en place (Freyssinet, 1990; Bowell *et al.,* 1996). Des études ont également été menées dans la zone sub-sahélienne du nord du Burkina Faso (Sanfo *et al.,* 1992; Sanfo, 1994; Parisot *et al.,* 1995).

L'or est un métal chimiquement peu mobile pouvant se concentrer dans les matériaux de surface soit par accumulation relative dans les sites éluviaux, soit par accumulation absolue dans les placers alluviaux. Il se disperse en surface, ce qui favorise la prospection sans toujours ôter l'intérêt minier, même si les teneurs exploitables dans les matériaux superficiels meubles, sont inférieures aux teneurs exploitables en filons ou en roches saines.

Au Burkina Faso et plus généralement en Afrique occidentale, les roches mères sont affectées par une altération profonde, et se trouvent en partie couvertes par des cuirasses anciennes associées à des manteaux ferrallitiques. Dans ces régions, la profondeur de la nappe phréatique et des altérations, l'existence de reliques de manteaux ferrallitiques et de cuirasses anciennes, la présence de cuirasses et de carapaces ferrugineuses plus récentes, limitent l'examen direct d'affleurements. Ces derniers sont souvent réduits aux reliefs abrupts, aux témoins cuirassés où l'érosion différentielle fait apparaître les roches les plus résistantes à travers une mince couverture de matériaux en transit et à quelques incisions profondes des lits mineurs dans le sud du pays. Les vallées étant des bas-fonds colmatés au nord. Le géologue prospecteur est amené à utiliser les techniques de prospection géophysique, géochimique et alluvionnaire. Il est confronté aux multiples problèmes posés par les cuirasses qui sont parfois

formées sur des matériaux remaniés induisant des effets de masque ou de déplacement d'anomalies en prospection géochimique.

Notre étude s'inscrit dans l'opération ORSTOM intitulée "Minéralisations supergènes au Burkina Faso". Elle entend compléter les travaux relatifs à l'or supergène dans un aspect encore peu observé : le devenir de l'or dans les matériaux supergènes à partir de minéralisations primaires à sulfures et or disséminés. En effet la plupart des études de l'or des matériaux de surface ont concerné l'altération de sources primaires filoniennes.

Les objectifs sont les suivants:

1) contribuer à une meilleure connaissance de la dynamique de l'or dans les profils d'altération. Les profils d'altération des protores à or disséminé riches en sulfures, présentent une grande variété de paragenèse or-oxy-hydroxydes de fer. Nous essaierons de quantifier à chaque étape de l'altération les processus géochimiques de précipitation-dissolution affectant l'or, ainsi que les processus de dispersion mécanique : nature du halo de dispersion, composition et morphologie des particules d'or, capacité d'homogénéisation des transformations supergènes ;

2) contribuer aux débats sur la genèse et l'évolution des surfaces cuirassées en utilisant la capacité de l'or à conserver à long terme les traces de l'histoire des processus physico-chimiques de l'altération supergène, rendus complexes en zone soudanienne par le concours de plusieurs facteurs : (i) la faible ampleur du relief, liée à une longue stabilité tectonique, qui ralentit l'évacuation des produits de démantèlement et d'altération des roches; (ii) la présence d'un réseau hydrographique peu différencié sous climat à saisons contrastées, qui laisse de vastes espaces soumis au ruissellement diffus, en nappes ou en chenaux instables, provoquant la dispersion des matériaux détritiques ;

3) proposer des modalités de prospection en zone soudanienne. Les cuirasses ne doivent pas être considérées comme un masque indifférencié, mais comme des objets géologiques ayant des caractères pétrographiques, des âges et des modalités de mise en place distincts, pouvant faire l'objet d'une cartographie et devant être pris en compte dans l'interprétation des résultats de prospection.

Le site choisi est celui de Larafella dans le district minier de Poura. Le choix a est fait en fonction des critères suivants :

1) alors que la mine de Poura exploite des filons de quartz aurifères, le site de Larafella comporte essentiellement des minéralisations aurifères disséminées riches en sulfures;

2) le site de Larafella a fait l'objet d'une importante campagne de prospection et, on dispose de travaux miniers (cartes géologiques fines, tranchées d'exploitation, sondages

profonds) permettant un échantillonnage de la roche mère jusqu'au sol, et l'étude de l'or en continu depuis le protore minéralisé jusqu'à la surface. Il s'agit plus précisément de l'étude de sa libération par les minéraux hôtes. Ce type d'étude a rarement été mené jusqu'ici. De plus, des photographies aériennes au 1/50000 et au 1/10000 permettent une cartographie géomorphologique précise;

3) à Larafella, trois unités géomorphologiques en position topographique graduelle sont juxtaposées transversalement à la zone minéralisée; cette disposition est importante pour la reconstitution paléomorphologique;

4) le site de Larafella se situe au Burkina Faso, en zone soudanienne, contexte latéritique où l'étude de l'or supergène est abordée pour la première fois. Les travaux du programme ORSTOM sur l'or dans les matériaux superficiels ont jusqu'à présent surtout concerné la zone sub-sahélienne.

II - Brefs rappels des concepts d'altération latéritique

Le modèle Blag proposé par Berner et *al.* (1983) suggère que les teneurs en carbone de l'atmosphère étaient 13 fois plus grandes pendant le Crétacé moyen (-90 Ma) qu'aujourd'hui. Les teneurs en CO_2 étaient également importantes à l'Eocène moyen. Ces teneurs sont principalement attribuées à une intense activité volcanique : les effets de serre qui en découlent induisent des climats chauds et humides (Frakes, 1976) favorisant l'altération supergène, soit directement soit indirectement, par le biais d'une intense activité biologique (Nahon, 1991).

Au sein des boucliers précambriens stabilisés de l'Amérique du sud, de l'Afrique, de l'Inde et de l'Australie se développent des manteaux d'altération (Parrish et *al.*, 1982; Kobilseck, 1990).

Sous les conditions climatiques qui prévalent dans les régions tropicales, les fluides qui circulent à travers le substrat entraînent des transformations importantes des minéraux de la roche, parfois sur de grandes profondeurs. Il en résulte la formation d'un épais manteau d'altération latéritique qui se caractérise par la genèse de minéraux argileux, d'oxy-hydroxydes de fer et d'alumine. Cette altération se manifeste aussi par l'élimination quasi totale des alcalins, alcalino-terreux et par l'élimination partielle de la silice. Les éléments de transition, les moins vulnérables à ces conditions d'altération (Mn, Ni, Cr, Zn, V...), peuvent se maintenir, voir s'accumuler dans les profils ainsi formés. Ces profils peuvent contenir des quantités importantes de quartz selon la nature de la roche dont ils sont issus.

L'intense altération géochimique qui a affecté l'ensemble de la zone transcontinentale des boucliers aurifères pendant plusieurs millions d'années, a dissout partiellement la partie

supérieure de la croûte continentale dont une partie des éléments résiduels (essentiellement du quartz) est aujourd'hui associée aux phases supergènes, issues de la reprécipitation à l'échelle régionale d'une partie du fer, de la silice et de l'aluminium parental.

La nature des roches du substrat, et les variations des conditions hydroclimatiques, sont autant de paramètres dont vont dépendre l'épaisseur, la nature géochimique et minéralogique des profils d'altération latéritique (Wackerman, 1975; Nahon, 1976; Leprun, 1979; Zeegers et Leprun, 1979; 1980; Boeglin, 1981; Matheis, 1981; Kobilsek, 1990; Nahon, 1991; Beauvais, 1991).

La formation des minéraux secondaires communément rencontrés dans ces matériaux (kaolinite, gibbsite, boehmite, goethite, hématite), est contrôlée par les fluctuations saisonnières de l'activité de l'eau dans les profils d'altération, le pH et le Eh (Nahon, 1976; Didier et *al.*, 1985; Tardy et Nahon, 1985; Trolard, 1988; Trolard et Tardy, 1987, 1989; Tardy et *al.*, 1990; Ambrosi, 1990; Nahon, 1991). Ces paramètres physiques dépendent du contexte morphoclimatique. Ainsi, au cours des temps géologiques, plusieurs phases climatiques se succédant, certaines ont été favorables à l'érosion et à l'aplanissement (climat aride), d'autres à la ferrallitisation (climat équatorial) ou au cuirassement (climat tropical à saisons contrastées). Les reliques cuirassées, alumino-ferrugineuses ou ferrugineuses, sous lesquelles se développent d'épaisses altérites ferrallitiques sont les témoins de ces cycles.

III - L'or en milieu supergène latéritique

Des synthèses bibliographiques exhaustives ont été données par Colin (1992) et Michel (1993).

De nombreuses études ont porté sur les processus de concentration de l'or dit "primaire" résultant d'évênements tectoniques et hydrothermaux au sein de la lithosphère (Boyle, 1979, 1984; Weissberg *et al.*, 1979; Groves et *al.*, 1984; Hutchinson and Burlington, 1984; Fyfe, 1984; Keays, 1984; Viljoen, 1984; Bonnemaison, 1986; Romberger, 1988; Michel, 1993; Hedenquist et Lowenstern, 1994; Marcoux, 1995). Ces processus sont à la base de la formation des gisements précambriens, en général de type filonien (épigénétiques) ou de type amas sulfuré (syngénétiques) développés au sein de minéraux hôtes essentiellement quartzeux et sulfurés.

Les études relatives à la mobilité de l'or en environnement supergène c'est-à-dire portant sur l'intérêt des couvertures latéritiques en tant que porteuses de traceurs géochimiques, sont peu nombreuses et récentes.

En milieu supergène l'or a longtemps été considéré comme un métal chimiquement inerte. Les phénomènes mécaniques étaient donc les seules causes citées pour expliquer la mobilité de l'or et son éventuelle accumulation dans les placers. Le Count Evans (1981) suggère que certains placers californiens pourraient résulter de la concentration par voie mécanique de particules d'or associées à d'anciennes cuirasses latéritiques, sans toutefois préciser d'avantage la nature des relations entre l'or et les processus de ferrallitisation. L'altération géochimique libère l'or de sa matrice parentale et le livre soit sous forme élémentaire résiduelle de la taille de la pépite à celle du colloïde, soit sous forme dissoute dans les manteaux d'altération (Stoffregen, 1986; Recoche, 1989; Colin et Vieillard, 1991). En milieu supergène le devenir de l'or et sa relation avec les oxy-hydroxydes de fer, sont fonction de la nature de la roche mère, de la distance à la source, de la géomorphologie locale et des conditions physiques et chimiques qui l'ont préalablement libéré.

Une fois libéré, l'or peut être transporté sous diverses formes : particules, colloïdes ou complexes solubles.

- Dispersion mécanique de l'or dans les profils latéritiques

Le transport des particules d'or peut être dû à des processus de dispersion mécanique à courtes distances à l'échelle du paysage, verticalement ou latéralement (Le count Evant, 1980; Smith et Perdix, 1982; Wilson, 1983; Zeegers, 1987; Michel, 1987; Butt, 1987; Brimhall et *al.*, 1992; Colin et *al.*, 1991, 1993; Sanfo, 1994; Edou-Minko et *al.*, 1995).

Ainsi, Michel (1987) interprète la présence des particules d'or au sein des cuirasses de Cuiaba, au Brésil comme résultant de processus de transferts mécaniques verticaux du sol vers les cuirasses.

De même, Brimhall et *al.* (1992) quantifient les transferts verticaux de particules d'or au sein de saprolites de Syama (Mali). Transferts qui se développent simultanément à la formation du manteau d'altération.

Ces hypothèses sont accréditées par Colin et *al.* (1991, 1993) qui démontrent à Eteké (Gabon), une migration latérale puis verticale de l'or avec enrichissement des cuirasses nodulaires goethitiques et hématitiques locales, issues de schistes et gneiss initialement stériles.

Dans le même ordre d'idée, Sanfo (1994) montre que la présence de particules d'or de plusieurs centaines de microns dans les systèmes de cuirasses nodulaires, essentiellement goethitiques de Mormosol (Nord Burkina Faso), résulte de transferts par colluvionnement dans un système de glacis.

- Mobilité chimique et accumulation de l'or

La mobilité géochimique de l'or constitue un autre mode de transport en milieu supergène. Plusieurs auteurs ont montré la dissolution ou la précipitation d'or métallique soit expérimentalement (Krauskopf, 1951; Cloke et Kelly, 1964; Webster, 1986; Vlassopoulos et Wood, 1990; Krupp et Weiser, 1992; Colin *et al.,* 1993), soit par des observations pétrologiques (Machairas, 1970; Mann, 1984; Wilson, 1984; Stoffregen, 1986; Freyssinet, 1990, 1993; Edou-Minko, 1988; Colin et *al.*, 1989; Edou-Minko *et al.,* 1995), ou encore par des études hydrochimiques (Brooks et *al.*, 1981; Hamilton et *al.*, 1983; Mc Hugh, 1984; Benedetti et Boulègue, 1990). Deux types de complexes solubles de l'or peuvent se former : organiques ou inorganiques selon la localisation dans le profil, les concentrations en ligands dans les solutions, mais les constantes de stabilité relative de chaque complexe.

Au sein de manteaux d'altération issus de protores riches en sulfures aurifères, la mobilité chimique de l'or est contrôlée par la stabilité des complexes $Au(S_2O_3)_2^{3-}$ pour des pH légèrement acides à alcalins (4-9) en milieu oxydant (Stoffregen, 1986). Le complexe $Au(HS)_2^-$ est le plus stable des complexes du soufre et est présent pour des pH neutres à alcalins en milieu plus réducteur (Goleva *et al.,* 1970; Stoffregen, 1986; Webster, 1986; Benedetti, 1989; Renders et Seward, 1989; Krupp and Weiser, 1992; Colin *et al.,* 1993).

En l'absence de ces ligands, par exemple au sein de saprolites dérivant de l'altération de minéralisations aurifères quartzeuses pauvres en sulfures, le complexe $AuCl4^-$ se forme dans les milieux très acides, oxydants et riches en chlorures (Krauskopf, 1951; Cloke et Kelly, 1964; Mann, 1984; Benedetti, 1989). A pH acide à moyennement acide et pour des fluides oxydants moins riches en chlorures, les complexes $AuCl_2^-$, $AuClOH^-$ et $Au(OH)_3H_2O^0$ contrôlent la mobilité de l'or (Turner *et al.,* 1981; Benedetti, 1989; Vlassopoulos et Wood, 1990; Krupp et Weiser, 1992; Colin *et al.,* 1993; Greffié, 1994; Gréffié *et al.,* 1996).

Des complexes organiques peuvent se former en présence d'acide organique $(Au\ humate)^{3+}$ (Vlassopoulos et Wood, 1990; Colin *et al.,* 1993). C'est ce qui se produit dans les latosols acides riches en matière organique. Bergeron et Harrison (1989) montrent la possibilité de dissolution d'or métallique par les acides humique et fulvique à pH neutre. De même l'or est facilement piégé par la matière organique riche en composés soufrés de type RS ou RSH (Benedetti, 1989).

En milieu supergène, la stabilité des complexes d'or thiosulfatés et chlorurés est réduite car elle nécessite des conditions thermodynamiques restreintes. Ces complexes ne peuvent par conséquent migrer que sur de courtes distances. Ils sont rapidement déstabilisés par le fer ou le manganèse et donnent par précipitation des paragenèses or-oxy-hydroxydes de fer ou de manganèse.

Dans les manteaux d'altération dérivant de protores aurifères riches en sulfures, les paragenèses or-oxy-hydroxydes de fer sont prépondérantes. Une étude quantitative récente (Danty et *al.*, sous presse) menée sur l'altération du protore aurifère et cuprifère d'Ok Tedi, en Nouvelle Guinée, montre un enrichissement absolu en or de la zone oxydée, où l'or est sous

forme de grains euhédraux combiné à l'argent et intimement associé à la goethite. Les mécanismes de cette accumulation sont traduits par les équations suivantes :

$$2\ FeS_2 + Au° + 3{,}75\ O_2 + 2{,}5\ H_2O \rightarrow 2\ FeOOH + Au(S_2O_3)_2^{3-} + 3\ H^+$$

$$Au(S_2O_3)_2^{3-} + 3{,}75\ O_2 + 2{,}5\ H_2O \rightarrow Au^0 + 4\ (SO_4)^{2-} + 5\ H^+$$

L'étude de l'altération supergène du gisement aurifère de Fazenda Brazileiro (Nord Brésil) permet à Vasconselos et Kyle (1989) de montrer que dans la zone oxydée, la libération de l'or préalablement associé à des sulfates et arséniates ainsi que l'or des sulfures s'effectue pendant la dissolution et l'oxydation de ces phases selon les modalités suivantes :

$$4\ Au^0 + 16\ Cl^- + 3\ O_2 + 12\ H^+ \rightarrow 4\ AuCl_4^- + 6\ H_2O$$

$$AuCl_4^- + 3\ Fe^{2+} + 6\ H_2O \rightarrow Au^0 + 3\ FeO(OH) + 4\ Cl^- + 9\ H^+$$

Dans les systèmes de cuirasse latéritique, la précipitation des oxydes et hydroxydes de fer semble s'effectuer simultanément à la dissolution des particules d'or.

Ainsi à Dondo Mobi (Gabon), les particules issues de l'ensemble argilo-sableux de surface montrent des cavités tapissées d'une matrice goethitique et kaolinique (Colin et *al.*, 1989).

Des sphérules d'or pur, de quelques microns de diamètre, ont été observées en inclusion dans les matrices ferrugineuses ou en interstratification avec des oxy-hydroxydes de fer dans les latérites du Ghana (Bowell et *al.*, 1993, 1996), du Mali (Freyssinet, 1990) et du Brésil (Lima da costa et *al.*, 1993).

Mann (1984) note l'existence de cristallites d'or pur parfaitement facettés et de quelques microns dans les vides au sein d'hématites de Southern Cross, en Australie. Wilson (1983), Mann (1984), Webster and Mann (1984), Lawrance (1988) observent au sein des manteaux d'altération du Yilgarn Block, au sud-ouest de l'Australie, de nombreuses associations d'or particulaire généralement pur, avec goethite et hématite, interprétées pétrographiquement comme syngénétiques, et résultant de la réduction du tétrachlorure d'or ($AuCl_4^-$).

Greffié et *al* (1996) démontrent expérimentalement le rôle des ferrihydrites dans le piégeage de l'or des solutions chlorurées et hydroxylées.

Enfin, l'or peut précipiter tardivement à la surface ou au sein des oxy-hydroxydes de fer. L'or supergène tardif est généralement pur et se présente sous la forme d'assemblages millimétriques dendritiques, de cristaux cubiques ou d'octaèdres, de sphérules micrométriques, ou de placages, à la surface des oxy-hydroxydes de fer (Machairas, 1967; Petrovskaya, 1971; Boyle, 1979, 1984; Nesterov et *al.*, 1979; Roslyakov et Roslyakova, 1986; Stroffregen, 1986; Webster, 1986; Webster et Mann, 1984; Butt, 1987; Lawrance 1988, Freyssinet *et al.*, 1993; Edou-Minko et *al.*, 1995).

IV - Le plan du mémoire

Après ce premier chapitre introductif, le plan suivant est adopté :

Dans un deuxième chapitre nous présenterons le cadre naturel du site étudié. Nous aborderons l'étude géomorphologique de la région de Poura. Cette étude sera suivie des descriptions macroscopiques des ensembles constituant les différents profils d'altération.

Le troisième chapitre sera l'objet d'une étude pétrologique détaillée de la minéralisation aurifère dans son habitus primaire.

Le quatrième chapitre s'attachera essentiellement à préciser l'évolution pétrologique et minéralogique des grands ensembles de faciès d'altération reconnus à l'échelle du paysage.

Dans le chapitre 5 nous suivrons le comportement chimique des différents éléments (majeurs et traces) dans les trois profils d'altération.

Dans le chapitre 6, nous étudierons l'or particulaire et son cortège de minéraux lourds accompagnateurs. Une attention particulière sera portée à la distribution, la morphoscopie ainsi qu'à la composition chimique des particules d'or.

Enfin, sur la base des résultats obtenus, nous présenterons une discussion et des conclusions générales en insistant sur l'intérêt particulier de la prospection géochimique de l'or en milieu latéritique.

V - Méthodologie

Le travail s'est déroulé à deux échelles d'observation : à l'échelle du paysage et au laboratoire.

La première étape s'est essentiellement déroulée sur le terrain et a consisté en une analyse morphostructurale détaillée (photo-interprétation, description macroscopique des profils d'altération et échantillonnage). Ces travaux ont permis d'établir des esquisses géomorphologiques dont une régionale au 1/50000 et l'autre au 1/10000 dans l'environnement géologique des indices. Le choix d'une séquence a pu s'opérer suite à l'analyse du modelé.

Après une description macroscopique des profils d'altération, 110 échantillons ont été prélevés de cuirasse, carapace et altérite ainsi que 34 échantillons sains, semi altérés et altérés issus de sondages profonds.

Des échantillons de grande taille (environ 35 Kg) ont été prélevés dans les principaux faciès pour la réalisation des concentrés à la batée.

La porosité de la roche a été calculée à partir des densités réelle et apparente. La mesure de la densité apparente (da) s'est faite par la méthode de MELCHER, sur des mottes d'échantillons et celle de la densité réelle (dr) à partir des poudres des mêmes échantillons à l'aide du Pycnomètre à eau.

Les analyses chimiques pondérales ont été effectuées par ICP et absorption atomique pour 26 éléments, 10 éléments majeurs exprimés en pourcentage d'oxydes (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, MnO, P_2O_5, TiO_2) et 16 éléments traces dont l'or (Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, Zn, Pb, Cu, Mo, Rb, Y, Zr, Nb, As). La perte au feu (1000°C) a été également mesurée.

L'inventaire minéralogique de chaque faciès de roche saine et des ensembles d'altération est réalisé par diffraction des rayons X.

L'identification des phases minérales, l'analyse de leur agencement et de leur relation ainsi que leur comptage, ont été opérés sur des lames minces représentatives de chaque faciès, par microscopie optique à transmission et à réflexion.

Les particules d'or et les minéraux lourds accompagnateurs des fonds de batée, ont été triés manuellement sous loupe binoculaire puis observés au microscope électronique à balayage (M.E.B). La fraction argileuse a été observée au microscope électronique à transmission (M.E.T). Un grand nombre de particules d'or (environ 2000) a été étudié à travers une approche morphologie mathématique par analyse d'image, en vue d'un traitement statistique.

L'analyse chimique quantitative ponctuelle des particules d'or ainsi que celle des minéraux primaires et de leurs produits d'altération a été réalisée à la microsonde électronique.

CHAPITRE II :

LES GRANDS TRAITS DU MILIEU NATUREL

I - La situation géographique

Le Burkina Faso est situé au centre de l'Afrique de l'Ouest entre 10° et 15° de latitude Nord et 2° de longitude Est, et 5° de longitude Ouest. Le pays s'étend sur une superficie de l'ordre de 274 000 km^2. Il se trouve à la transition entre les régions arides et désertiques au Nord et les régions humides et forestières au sud.

Le champ aurifère de Poura se situe à 180 km au Sud Ouest de Ouagadougou la capitale. Il se localise entre les latitudes 11°30 Nord et 11°40 Nord et les longitudes 2°40 Ouest et 2°50 Ouest (*Fig. 1*). Le site de Larafella, objet de ce travail est l'un des multiples prospects aurifères du district minier de Poura et se trouve à 7 Km au sud de la mine de Poura.

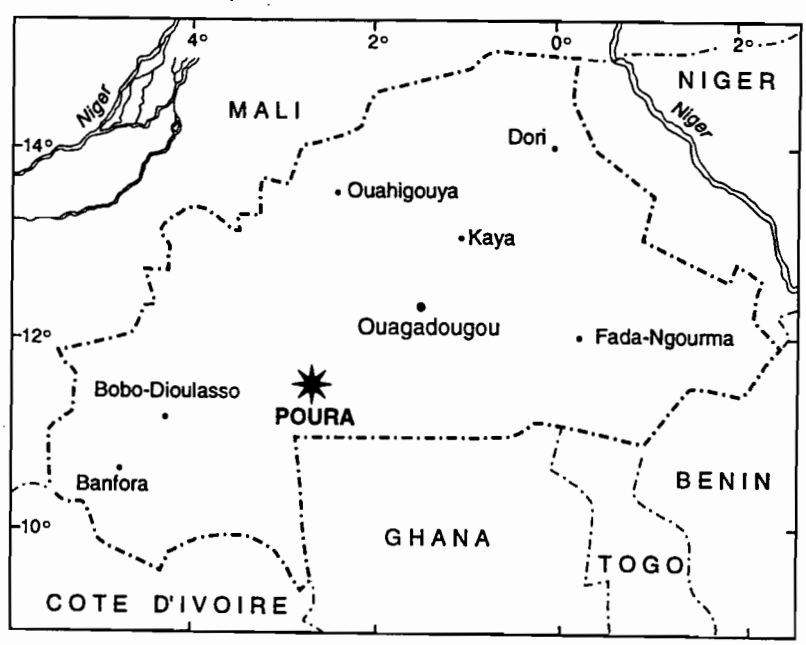
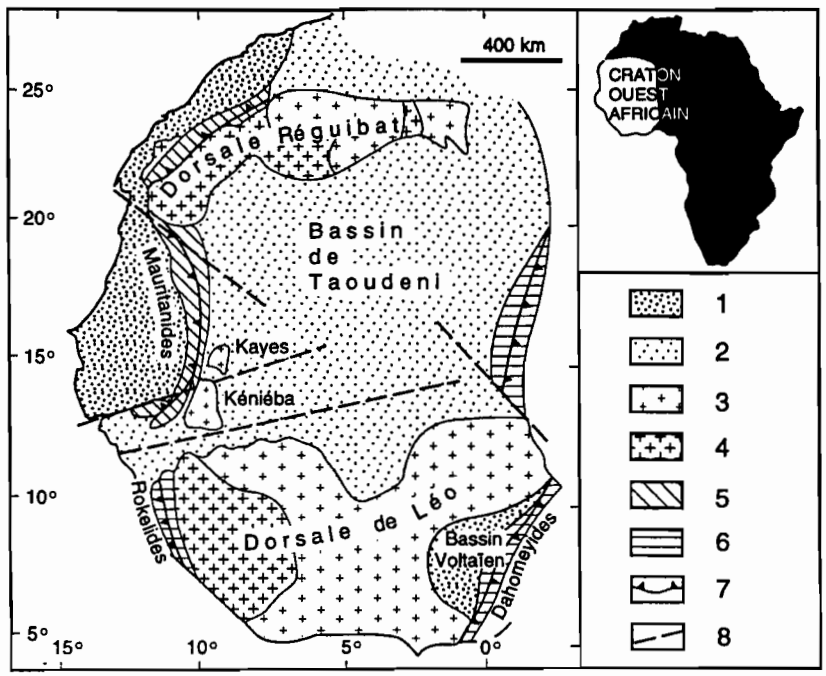


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude

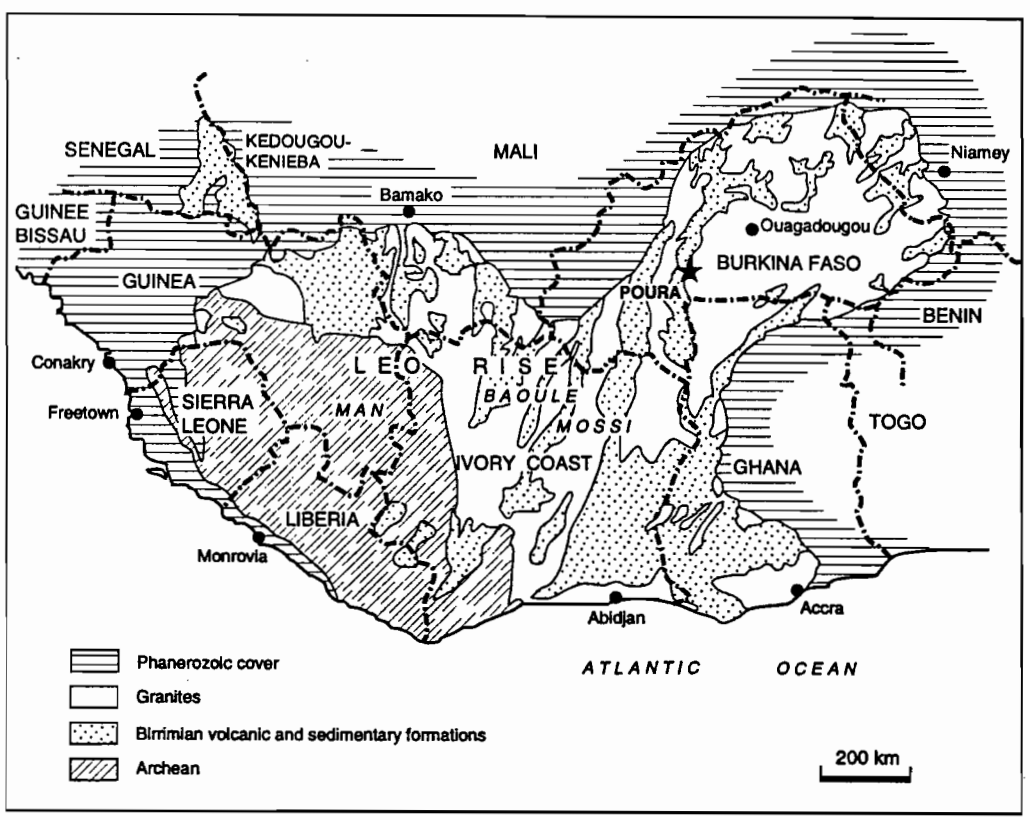
II - Le contexte géologique

Le substratum géologique du Burkina Faso est constitué par des formations protérozoïques du craton ouest-africain qui appartiennent plus précisément à la Dorsale de Man encore appelée Dorsale de Léo (Bessoles, 1977) (*Fig. 2A*). Cette Dorsale comprend deux domaines (*Fig. 2B*) :



- 2A -

Figure 2 A : Schéma géologique de synthèse du Craton Ouest Africain et ses bordures (d'après Bessoles, 1977); (1) couverture mésozoïque, (2) Précambrien A et Paléozoïque, (3) Précambrien C (Protérozoïque inférieur), (4) Précambrien D (Archéen), (5) ramifications orogéniques panafricaines, (6) ramifications orogéniques calédono-hercyniennes, (7) zone de suture, (8) accidents post-orogéniques



- 2B -

Figure 2 B : Dorsale de Léo, province birimienne du domaine Baoulé-Mossi
(d'après la carte d'Abouchami *et al.*, 1990)

- Le domaine Kénéma-Man correspondant, pour l'essentiel, à un socle archéen avec notamment des gneiss à hypersthène datés à 3,125 Ga (Cahen *et al.*, 1984).

- Le domaine Baoulé-Mossi à l'Est où affleurent les formations birimiennes affectées par l'orogenèse éburnéenne entre 2,12 et 2,07 Ga (Abouchami *et al.*, 1990).

Ce socle est bordé par le système nigérien du Précambrien supérieur au Nord du pays et par le système voltaïen du Précambrien et du Cambro-ordovicien à l'Est. Le Continental terminal, trés peu représenté se trouve en lambeaux au Nord-Ouest à la frontière du Mali et au Sud-Est à la frontière du Niger (*Fig. 3*).

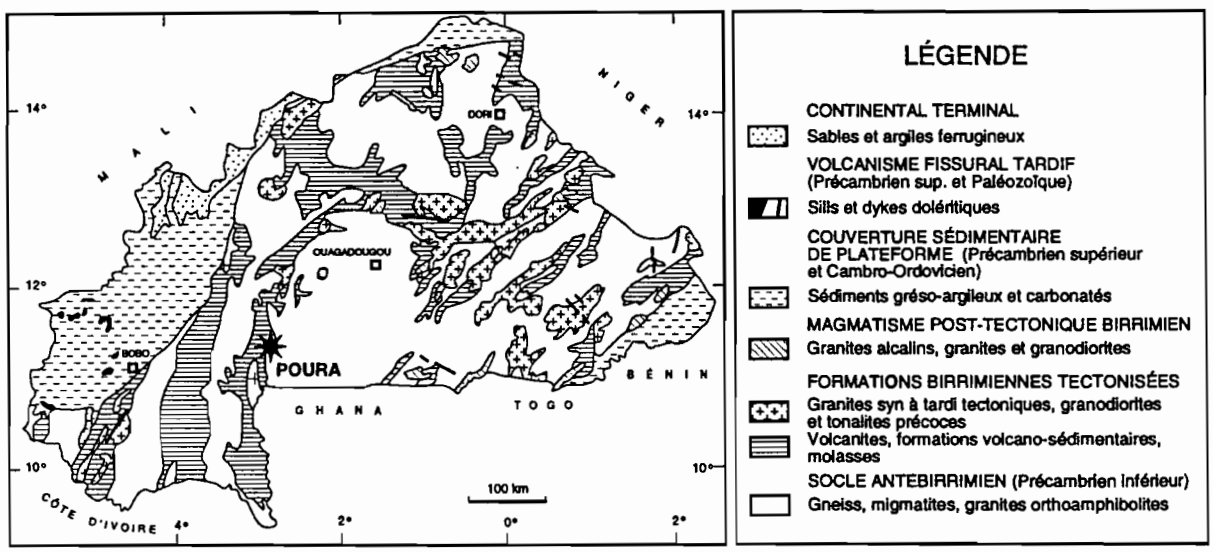


Figure 3: Carte géologique simplifiée du Burkina Faso
(d'après Hottin G et Ouédraogo O.F., 1975)

La province Mossi est formée par des séries volcano-clastiques constituant des ceintures ou sillons birimiens entre de vastes plutons de granitoïdes. La région de Poura fait partie de l'une de ces ceintures birimiennes Précambrien moyen dénommée sillon de Boromo-Goren qui comprend deux "branches" (*Fig. 4*) :

- La "branche" de Boromo, d'orientation Nord-Sud est longue de 400 km environ et large de 30 km. Elle contient le champ aurifère de Poura.
- La "branche" de Goren constitue le prolongement Nord de la "branche" de Boromo en forme de crosse marquée par l'inflexion des structures birimiennes qui prennent une direction Est-Ouest. Son socle, Antébirimien est constitué par les formations gneissique, migmatitique, granitique et ultrabasique du Précambrien inférieur (Sattran et *al.*, 1983). Yako-Perkoa étant la limite entre les deux branches.

La ceinture birimienne du secteur de Poura comporte trois types de formations : des roches volcaniques intrusives, effusives et pyroclastiques, des roches volcano-sédimentaires et des intrusions de granitoïdes. Les roches volcaniques comportent des basaltes qui peuvent se

présenter en pillow lavas, des andésites, des rhyodacites et des rhyolites. Les roches volcano-sédimentaires sont des tufs, des épiclastites, des pélites et des grauwackes. Ces formations ont toutes été affectées par deux déformations schisteuses auxquelles s'associent des cisaillements senestres (N 10° E à N 170° E) (D2) et dextres (N 55° E à N 70° E) (D3) (Feybesse et *al.*, 1989). Pour ces auteurs, le sillon de Borom-Goren serait une ceinture orogénique plissée en synclinaux-anticlinaux divisée en une unité birimienne basale constituée de métasédiments (B1) soumis à une tectonique polyphasée sur laquelle repose en discordance un ensemble volcanique (B2) monophasé (*Fig. 4*).

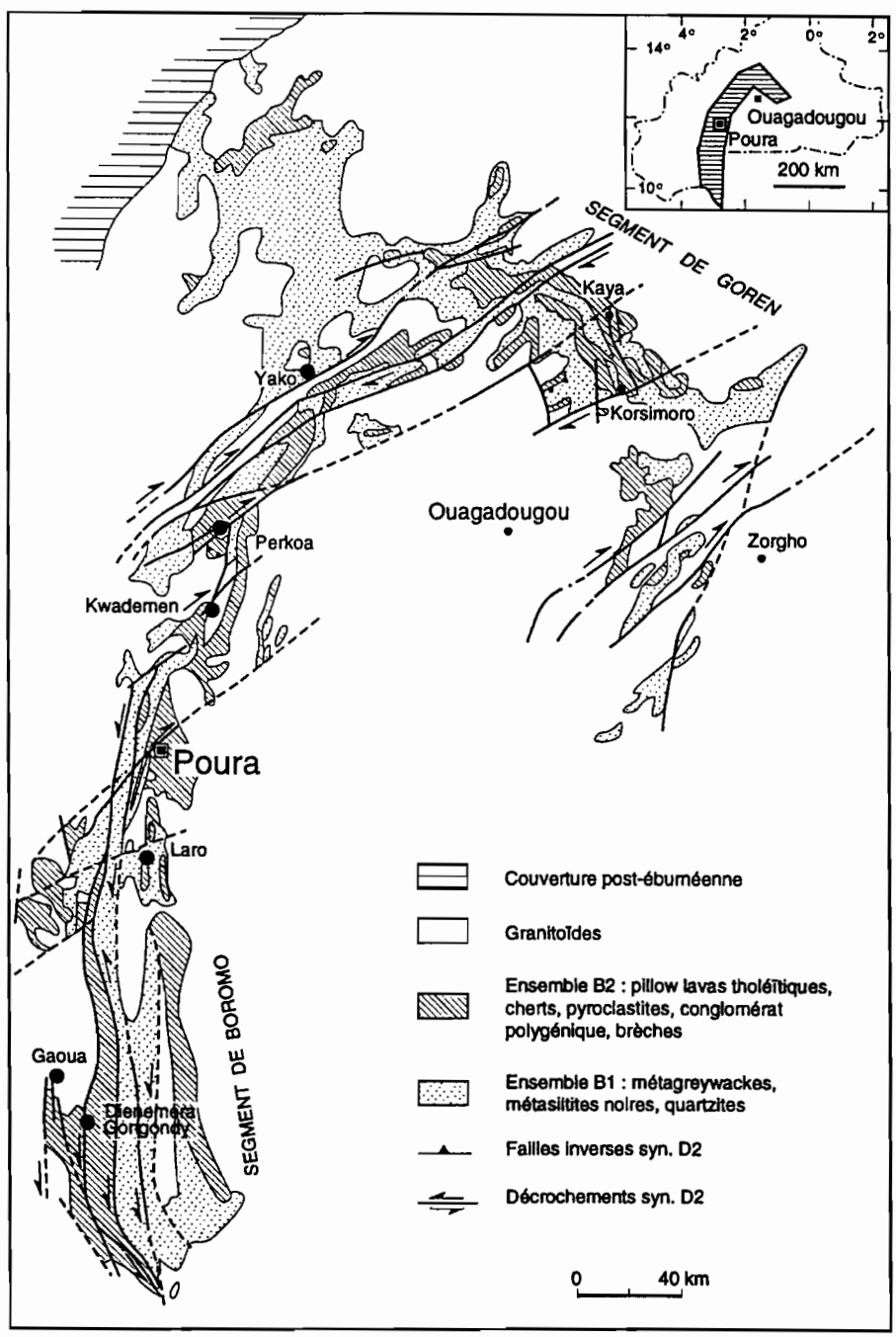


Figure 4 : Schéma structural de la ceinture de Boromo-Goren
(d'après la carte de Feybesse et *al.*, 1989)

III - Le climat

III.1 - Le climat actuel et la végétation

Plusieurs auteurs (Aubreville, 1949; ASECNA, 1966; Renard, 1973) distinguent trois zones climatiques au Burkina Faso (*Fig. 5*).
- Une zone sahélienne située au nord du 14^{e} parallèle avec une pluviométrie moyenne annuelle inférieure à 650 mm.
- Une zone nord-soudanienne, située entre les parallèles 14° et 11°30' avec une pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 650 mm et 1000 mm.
- Une zone sud-soudanienne, au sud du parallèle 11°30' avec une pluviométrie moyenne annuelle supérieure à 1000 mm.

Le secteur de Poura se situe dans la zone nord-soudanienne entre les isohyètes annuelles moyennes 800 et 900 mm (ASECNA, 1993) (*Fig. 5*). Il est soumis à un climat tropical à saisons contrastées avec une saison sèche d'environ 7 mois allant d'octobre à avril et une saison des pluies s'étendant de mai à septembre. Les mois les plus chauds de l'année sont mars et avril tandis que les mois les plus frais sont décembre et janvier. L'amplitude thermique entre ces deux extrêmes (maxima du mois le plus chaud - minima du mois le plus frais) atteint 26 °C. L'humidité relative de l'air y est faible durant toute la saison sèche. De décembre à février, elle varie entre 28 et 50 %. Pendant la saison des pluies et la nuit, l'humidité relative peu atteindre 80 à 100 % (Moniod, 1978).

La végétation de la région de Poura est une savane arbustive passant à la savane boisée au Sud de l'isohyète 900 mm. Une végétation de forêt claire en borde les cours d'eau.

La région est drainée par le Mouhoun, cours d'eau pérenne et ses affluents dont les principaux sont : le Sambayourou et les deux Balé.

III.2 - Paléoclimats et cuirassement : Deux phases de façonnement ou une évolution continue ?

Les climats anciens ont subi des alternances de périodes arides et humides (Hubert, 1920; Urvoy, 1942; Aubreville, 1962; Tricart, 1963). La mise en relation des systèmes de cuirasses, avec les oscillations climatiques, a été faite par plusieurs auteurs (Vogt, 1959; Lamotte et Rougerie, 1962; De Swardt, 1964).

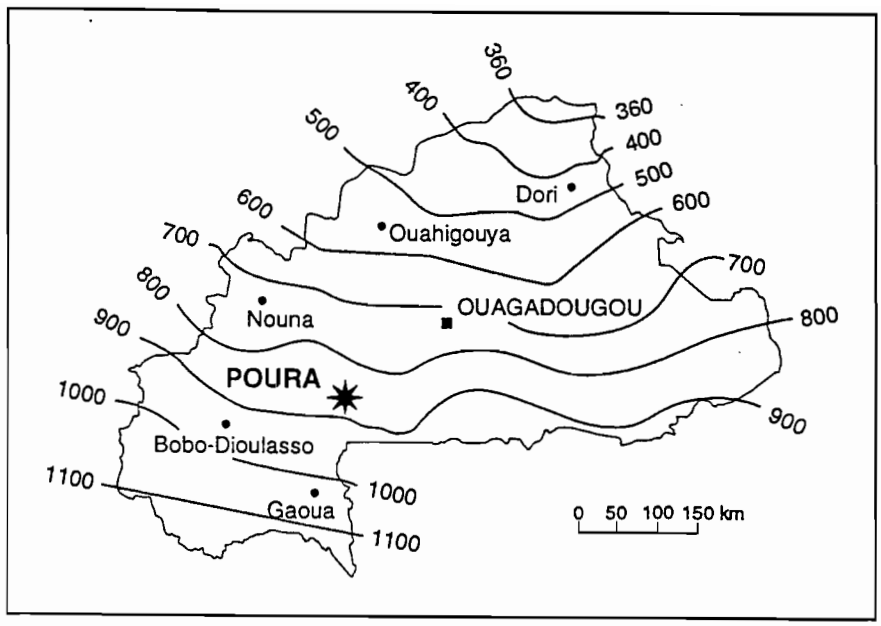


Figure 5 : Précipitations moyennes annuelles (en mm) sur une période de 30 ans, en 1990 (ASSECNA, *in* les atlas J.A, 1993)

Plus récemment, les travaux de Tardy et *all.* (1991) à la suite de Parrish *et al.* (1982) se basent sur la théorie de la dérive du continent africain du Sud vers le Nord pour expliquer les paléoclimats qui se sont succédés du Jurassique à l'actuel, en passant de l'humide à l'aride. Cette hypothèse qui explique la répartition spatio-temporelle des cuirasses, minimise leur extension réelle. Par exemple, la bauxite éocène est connue bien au delà de la zone tropicale actuelle au nord et au sud (Grandin et Thiry, 1983). Les cuirasses intermédiaires sont identiques de part leur faciès du Gabon au Niger. Les Haut-glacis, s'ils se distinguent par leurs modelés de démantèlement se sont formés, cuirassés et altérés sur au moins 15° de latitude nord et probablement autant de latitude sud. L'étendue de ces faciès suppose des pulsations climatiques nord et sud amples et relativement rapides comparées aux variations climatiques mineures et à un rythme lent que suggère l'hypoyhèse de l'impact majeur de la dérive des continents.
Quoi qu'il en soit, les témoins cuirassés, les altérations ferrallitiques, sont les vestiges de périodes humides anciennes à saisons contrastées.

Les reconstitutions paléoclimatiques varient selon les auteurs. Certains auteurs interprètent le paysage de façon discontinue en y voyant une formation successive de cuirasses correspondant à des étapes de morphogenèses séparées les unes des autres (Michel 1969 Grandin et Delvigne, 1969; Michel, 1969; Eschenbrenner et Grandin, 1970; Grandin, 1976). D'autres privilégient plutôt les processus d'altération chimique des roches précédant les processus pédogénétiques, conduisant à la formation de cuirasses autochtones, lithodépendantes, de mêmes âges, ou d'âges différents mais cumulés dans le temps pour un

même profil (Nahon, 1971; Leprun, 1972, 1979; Leprun et Nahon, 1973; Nahon, 1976; Baudet, 1978; Zeegers et Leprun, 1979).

Ce débat est toujours d'actualité. Les études sur la caractérisation et la modélisation à différentes échelles de l'altération supergène (allochtone et autochtone, continue et cumulée ou discontinue et separée) devront se développer dans les prochaines années. Les études récentes ou en cours démontrent la pertinence de l'utilisation de traceurs isotopique tels que ^{10}Be et ^{26}Al (Brown *et al.*, 1994), Sr (Innocent, 1993), de la minéralogie fine (kaolinite : Giral, 1994), de la géophysique (magnétisme : Mathé, 1996). Notre contribution porte sur l'utilisation de l'or comme traceur de l'histoire des profils d'altération.

IV- La géomorphologie du secteur de Poura; les profils de la séquence de Larafella

IV.1 - La géomorphologie du secteur de Poura

L'esquisse géomorphologique de la zone d'étude a été réalisée à partir d'interprétations de photographies aériennes au 1/50.000 et 1/10 000 et d'observations directes sur le terrain (*pl. hors texte*).

Le modelé de la région de Poura est peu accentué. La zone est drainée par le Mouhoun et ses affluents. Le paysage est marqué par :

- des collines de roches basiques affleurantes à versants très abrupts,
- des buttes et plateaux cuirassés dont l'altitude relative par rapport au fleuve qui coule entre 237 et 235 m, peut dépasser 60 m.

Aucun affleurement de la surface bauxitique n'est observé dans la zone d'étude. La séquence débute par une cuirasse qui a été denommée par les auteurs ayant travaillé dans le secteur voisin de Diébougou "cuirasse la surface intermédiaire" (Eschenbrenner et Grandin, 1970).

IV.1.1 - Le niveau intermédiaire

Un témoin du niveau intermédiaire est identifié sur une colline cuirassée d'altitude 310 m, située à 2 km au Sud Ouest de Ton (*pl. hors texte*).

Un petit plateau sommital d'environ 1 ha de superficie est occupé par une cuirasse démantelée en blocs. Elle présent un faciès le plus fréquemment décrit comme cuirasse

intermédiaire (Grandin, 1976; Boulet, 1978; Eschenbrenner et Grandin, 1970; Boulangé et Eschenbrenner, 1971; Boulangé, 1984) ou faciès de cuirasse ferrugineuse à nodules violacés, à fines séparations plasmiques argileuses ou goethitiques de couleur jaune à verdâtre. Des traces de foliation conservées dans certains nodules montrent qu'il s'agit d'altérites ferruginisées de schistes. En aval, se trouve un haut versant de cuirasse nodulaire quartzo-ferrugineuse, constituant un plateau dépassant 500 m d'étendue, avec une légère pente de direction SW (*Fig. 6*).

S'il semble justifié de distinguer là deux types de cuirasse, il faut souligner que la dénivellation entre le niveau intermédiaire et le haut versant est très faible et avec une transition qui s'effectue sans discontinuité marquée de la pente.

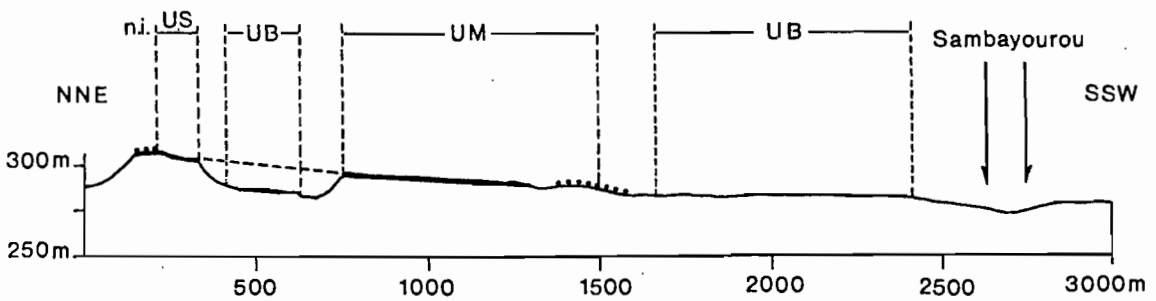


Figure 6 : La séquence de Ton; Disposition relative de la surface Intermédiaire (ni), de l'unité supérieure (US), de l'unité moyenne (UM), de l'unité basse (UB) et du Sambayourou (drain)

IV.1.2 - Le système latéritique quartzo-ferrugineux

Selon les altitudes on distingue : une unité supérieure, une unité moyenne et une unité basse (*planche 1 photo 1*).

- L'unité supérieure

Une surface cuirassée d'altitude d'environ 300 m est abondamment représentée dans l'ensemble de la région de Poura. Le plus souvent, les plateaux de l'unité supérieure présentent une homogénéité morphologique et dominent le paysage sous forme de buttes cuirassées de superficie réduite en général inférieure à 15 ha. Dans la région de Bourou ils sont isolés du Mouhoun par les collines de roches basiques et de ce fait sont plus étendus. Le rebord des cuirasses est souvent bien marqué et sa hauteur relative peut dépasser 6 m. Les altitudes absolues sont comprises entre 285 et 330 m. Leur sommet est en général plat. Certains sont légèrement inclinés vers le Mouhoun. Les plateaux cuirassés isolés du fleuve par les collines de roches basiques sont pentés en sens opposé.

On trouve ces cuirasses en sommet d'interfluves. Cinq buttes dont deux en cours de démantèlement s'alignent dans la direction NW/SE à l'Est de la ville de Poura, constituant une

ligne de partage des eaux (*pl. hors texte*). Quelques cuirasses sont situées à proximité de la vallée du Mouhoun en bordure de la terrasse alluviale.

Les cuirasses de cette unité se raccordent le plus souvent à l'unité basse avec une dénivellation entre la surface de la cuirasse sommitale et le pied du versant de plus de 20 m. Leur relation avec l'unité moyenne est variable : le raccord peut être identique au raccord à l'unité basse ou plus rarement, présenter un passage à l'amont de l'unité moyenne sans rupture de pente comme à Balago.

Deux faciès macroscopiques de cuirasses ferrugineuses se distinguent :

- une cuirasse ferrugineuse alvéolaire,
- une cuirasse ferrugineuse nodulaire à conglomératique.

La cuirasse alvéolaire ne contient que quelques nodules ferrugineux de taille réduite dans un fond homogène induré, de couleur rouge ocre. Les alvéoles sont irrégulières et de taille millimétrique à centimétrique. C'est une cuirasse ponctuée de nombreux grains de quartz millimétriques à infra-millimétriques.

La cuirasse nodulaire comporte de nombreux nodules et pisolites ferrugineux bien indurés, violacés, à cortex goethitique, de taille variable (1 à 10 cm); des nodules ferrugineux centimétriques à coeur rouge orangé sans cortex marqué; des éléments anguleux de roches ferruginisées, dont la structure lorsqu'elle est visible, peut être différente de celle de l'altérite sous-jacente; et du quartz anguleux fracturé.

Un plateau cuirassé situé à proximité de la vallée du Mouhoun a révélé sur son versant des éboulis de galets et blocs de quartz arrondis à sub-arrondis. Ces galets de quartz se retrouvent cimentés dans la cuirasse ferrugineuse nodulaire.

Certaines cuirasses ferrugineuses nodulaires de cette unité contiennent des éléments de bauxite cernés de vide. Leur taille peut atteindre 15 cm (*planche 1 photo 2*). C'est le cas à Larafella, Balago et au Nord-Ouest de Ton.

Deux cas de figure sont observables dans la relation entre la cuirasse alvéolaire et la cuirasse nodulaire. Le cas le plus fréquent est la superposition de la cuirasse nodulaire sur la cuirasse alvéolaire. Le second cas plus complexe, est celui où la cuirasse alvéolaire s'intercale entre deux horizons de cuirasses nodulaires comme on a pu le noter à Balago et à Larafella. Nous reviendrons plus en détail sur cette relation.

- L'unité moyenne

L'unité moyenne, toujours cuirassée, d'altitude comprise entre 265 et 285 m, montre une variabilité morphologique liée à l'histoire ultérieure du paysage.

On la trouve :

- en replats interrompant le talus de l'unité supérieure;

- s'étendant largement sous forme de bas plateau au pied de l'unité supérieure avec une dénivellation faible inférieure à 15 m;

- sous forme de buttes festonnées d'extension réduite. Dans ce cas, la partie supérieure cuirassée subsiste en blocs sur une dalle continue et le versant atteint localement 10 m de dénivellation.

Le rebord lorsqu'il existe est jalonné de blocs de cuirasses.

La cuirasse ferrugineuse de cette unité est nodulaire à conglomératique. Elle comporte comme dans l'unité supérieure, de nombreux nodules et pisolites ferrugineux bien indurés, violacés, à cortex goethitique, de taille variable (1 à 10 cm) et des nodules rouge orangé, des cailloux de quartz filoniens pouvant être prépondérants dans certains témoins, des éléments de roches ferruginisées, parfois des éléments de bauxites. C'est le cas du plateau cuirassé de l'unité moyenne de la séquence de Larafella.

A Larafella une surface basse carapacée s'emboîte entre un plateau de l'unité supérieure et un plateau de l'unité moyenne. La dénivellation unité supérieure/unité moyenne atteint une vingtaine de mètres (*Pl. hors texte*).

Le plateau cuirassé de l'unité moyenne à horizon nodulaire épais (~10 m), contient des nodules ferrugineux à cortex marqué, du quartz et des éléments de bauxite. La bauxite, abondante dans les blocs de cuirasse posés sur le plateau et dans les deux premiers mètres de profondeur, est décelée jusqu'à 4,7 m de profondeur. La bauxite est claire et contient beaucoup de pisolites de gibbsite ou bien rose, nodulaire à gibbsite et boehmite. Elle est arrondie et cernée de vides comme dans la cuirasse de l'unité supérieure, ou en cours de ferruginisation. La taille des éléments bauxitique diminue de l'unité supérieure (maximum 15 cm) à l'unité moyenne (maximum 7 cm).

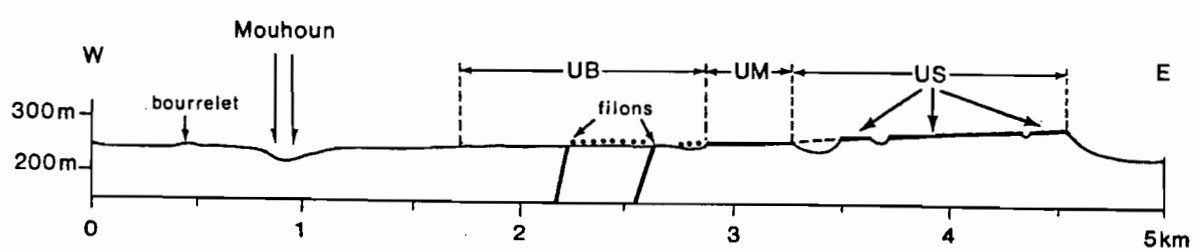


Figure 7 : La séquence de Balago; Passage progréssif entre un témoin de l'unité supérieure (US) à l'unité moyenne (UM), à l'unité basse (UB) puis à la plaine alluviale (PA) du Mouhoun (drain majeur régional).

A Balago, à 4 Km au Sud Ouest de Poura, un plateau cuirassé est attribué à l'unité moyenne. Sa pente générale est orientée d'est en ouest (vers le Mouhoun). Elle est en continuité avec celle de l'unité supérieure sans rupture marquée. La dénivellation entre l'amont de l'unité supérieure et l'aval de l'unité moyenne est d'environ 25 m (*Fig. 7*).

Des blocs de cuirasses nodulaires sont disposés à la surface du plateau de l'unité moyenne. Ils représentent les restes d'horizons de l'unité supérieure et traduisent une continuité dans les faciès de cuirasse.

L'unité moyenne est souvent orpaillée. Les travaux d'orpaillage concernent surtout l'altérite sous la cuirasse, mais dans certains cas, la cuirasse (*planche 1 photo 3*)

- L'unité basse

L'unité morphologique basse s'organise en fonction du Mouhoun et de ses affluents vers lesquels elle s'incline légèrement avec une pente douce souvent inférieure à 1%. Elle passe en continuité aux plaines alluviales et aux bas-fonds (*Pl. hors texte*). Cette unité est raccordée aux unités précédentes ou aux collines de roches basiques. Parfois, elle est isolée de ces reliefs par l'érosion actuelle.

L'unité basse est de nature différente selon les lieux. Les matériaux la recouvrant sont indurés ou non. Ainsi, à proximité du massif dioritique de Ton, les matériaux de l'unité basse sont un mélange non induré de gravillons ferrugineux et de débris de roches, observables dans des zones en cours de ravinement. En dehors de ces zones, l'unité basse est carapacée. Les observations effectuées au niveau des puits d'orpailleurs, des carrières, et des tranchées, montrent que la carapace est assez cohérente d'épaisseur parfois supérieure à 2 m.* Elle est recouverte de matériaux limono-sableux et gravillonnaires. Toutefois, elle affleure localement en dalle, parfois en blocs dans des incisions peu profondes.

Par endroit, l'érosion régressive à partir des affluents du Mouhoun est active. Elle fait de l'unité basse une forme de relief déjà inactuelle à laquelle succède à l'aval un bas pays caractérisé par des croupes conservant des matériaux en transit dans leur zone sommitale, des vallons passant vers l'aval à des ravinaux, parfois, localement un replat avec un liseré de cuirasse.

Dans la région, la tendance est au déblaiement de l'unité basse. Un chenal de remblaiement est cependant décrit au niveau de la grande carrière (filon plaine). C'est un chenal à berges abruptes de 4 à 5 m avec un drain fonctionnel en surface avant l'exploitation. Au voisinage immédiat, on note au niveau de l'unité basse, des carapaces à blocs et débris résiduels de cuirasse de l'unité moyenne, et du quartz. Sont présents également, des petits nodules de carbonates durs de 1 à 3 cm, mamelonnés, parfois creux, au sommet de l'altérite. On passe sur 1 à1,5 m à une altérite de roche volcanique à structure bien conservée. Dans ce chenal, la répartition et la granulométrie des reliques supposent un matériel transporté sur une certaine distance plutôt qu'un matériel éluvionné. En effet, on peut noter çà et là des stratifications entrecroisées et des marmites à galets.

* De telles épaisseurs sont rares au nord du Burkina Faso

Des filons de quartz affleurent au niveau de l'unité basse sous forme d'alignements de blocs de quartz de taille décimétrique à métrique, d'aspect massif, renfermant des hydroxydes de fer et par endroit de la tourmaline.
C'est aussi dans cette unité que se localise la minéralisation à or disséminé de Larafella.

IV.2 - les profils d'altération de la séquence de Larafella

La séquence de Larafella intègre les profils des puits LRP1 (unité supérieure) et LRP2 (unité moyenne), ainsi que la tranchée T18 et de nombreux sondages localisés dans l'unité basse (*Fig. 8 a, b*). Le profil de l'unité basse se développe aux dépens du protore minéralisé alors que les profils de l'unité moyenne et de l'unité supérieure sont situés à quelques centaines de mètres en dehors de la zone minéralisée.

Après avoir décrit l'ensemble roche mère, nous décrirons successivement les profils observés dans chaque unité géomorphologique.

IV.2.1 - Le contexte géologique local et l'ensemble roche mère

Le district aurifère de Poura, comprend un important champ filonien s'étendant selon la direction NW-SE. Ces minéralisations principales sont des veines de quartz aurifères mésothermales à structure contrôlée par une zone de cisaillement, type classique dans le protérozoïque du Burkina Faso (Huot et *al.*, 1986; Milési et *al.*, 1992; Sanogo, 1993). En outre, de nombreux prospects comportent une minéralisation aurifère à caractère disséminé à Balago, Loraboué et Larafella.

Le prospect de Larafella, objet principal de cette étude, s'insère dans une zone de cisaillement N20E. Le contexte géologique est constitué de métasédiment, de méta-andésite, de métabasalte sur un substratum de granitoïde (*Fig. 9*).

La grande épaisseur du front d'altération, supérieure à 25 m (*Fig. 10*) dans le secteur d'étude, ne permet pas l'observation des roches saines à l'affleurement. Toutefois elles sont recoupées par des sondages profonds qui permettent de définir une série de formations orientées nord-sud à pendage moyen 50° Est : une série métavolcanosédimentaire, une série métabasaltique et une série métapyroclastique acide. Dans cet ensemble se trouve des intercalations de deux bandes d'une roche felsique contenant une minéralisation sulfurée et aurifère. Sa puissance moyenne est de 5 m et a été suivie jusqu'à 150 m de profondeur.

Les travaux d'exploration du syndicat BRGM-BUVOGMI (1983) avaient mis en évidence une importante anomalie géochimique en or, allongée N-S, sur environ 1100 m d'extension. Par la suite (SOREMIB, 1990), une campagne de prospection géophysique par la polarisation provoquée a montré l'existence d'une anomalie centrale de forte résistivité apparente de près de

2,5 km d'extension horizontale, ouverte à ses deux extrémités N et S et se superposant aux anciens travaux (*Fig.8, a*). Cette anomalie centrale de direction générale N-S est relayée au Nord par deux anomalies latérales, l'une orientale et l'autre occidentale de même direction, mais décalées horizontalement respectivement de 300 et 100 m.

La roche minéralisée présente une teinte gris verdâtre à noire peu ou fortement déformée et contient des sulfures disséminés visibles à l'oeil nu. Elle est parcourue par de nombreuses veines et veinules de quartz et de carbonate (*planche 1 photo 4*). De -50 à -25 m de profondeur on note l'apparition de taches rouilles marquant un début d'altération avec oxydation des sulfures (*planche 1 photo 5*).

IV.2.2 - Le profil d'altération de l'unité basse

De nombreuses tranchées d'exploitation permettent l'observation du profil d'altération de l'unité basse. C'est une unité plus ou moins carapacée selon les endroits. Le profil de l'unité basse décrit (T18) se situe à l'aplomb de la zone minéralisée. Il montre une structuration verticale faite de quatre ensembles bien distincts qui sont de bas en haut : l'isaltérite friable, l'allotérite, la carapace ferrugineuse et le sol (*Fig. 11*).

- **L'isaltérite friable :** De - 2500 à - 400 ± 50 cm.

Elle se présente sous divers faciès hérités de la roche mère : Faciès grenu - microgrenu - porphyrique - tufacé (cendreux, grossier) - bréchique. Les structures de la roche sont parfaitement préservées. Les plans de schistosité sont visibles et les directions des filonnets de quartz ne sont pas perturbées.

Le faciès qui porte la minéralisation à or disséminé a une couleur blanche à jaune. Il est très siliceux et comporte fréquemment de nombreux filonnets centimétriques de quartz ou des filons de quartz dont la puissance peut atteindre 1 m. On note aussi, des veinules rouilles d'oxyde de fer et des vides à habitus cubique (sulfures oxydés) (*planche 1 photo 6*).

- **L'allotérite** : de - 400 ± 50 à - 280 ± 25 cm.

Il s'agit d'un horizon argileux compact brunâtre à structures de la roche mère en grande parie effacées. Subsistent cependant des volumes blanchâtres de l'isaltérite sous-jacente dont le nombre et la taille vont en diminuant vers le sommet. On observe également des domaines sub-arrondis, millimétriques à centimétriques, rougeâtres, non indurés, de plus en plus importants vers le sommet où ils s'organisent en réseau. Comme dans l'isaltérite, l'allotérite renferme de nombreux fragments de quartz ainsi que des filonnets de quartz non disloqués.

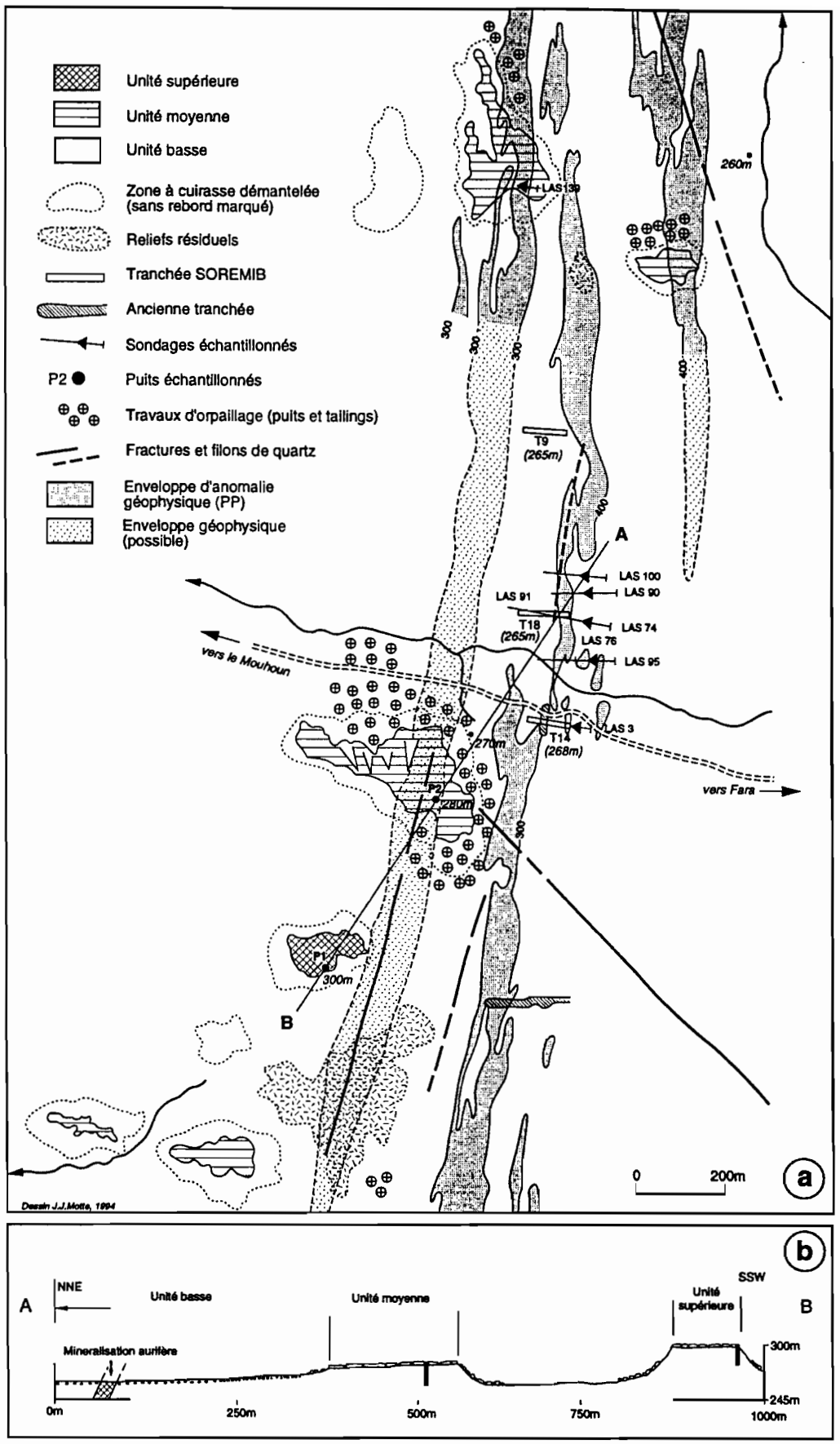


Figure 8 a : Carte géomorphologique du secteur de Larafella et localisation des travaux
Figure 8 b : Coupe géomorphologique de la séquence étudiée à Larafella (AB)

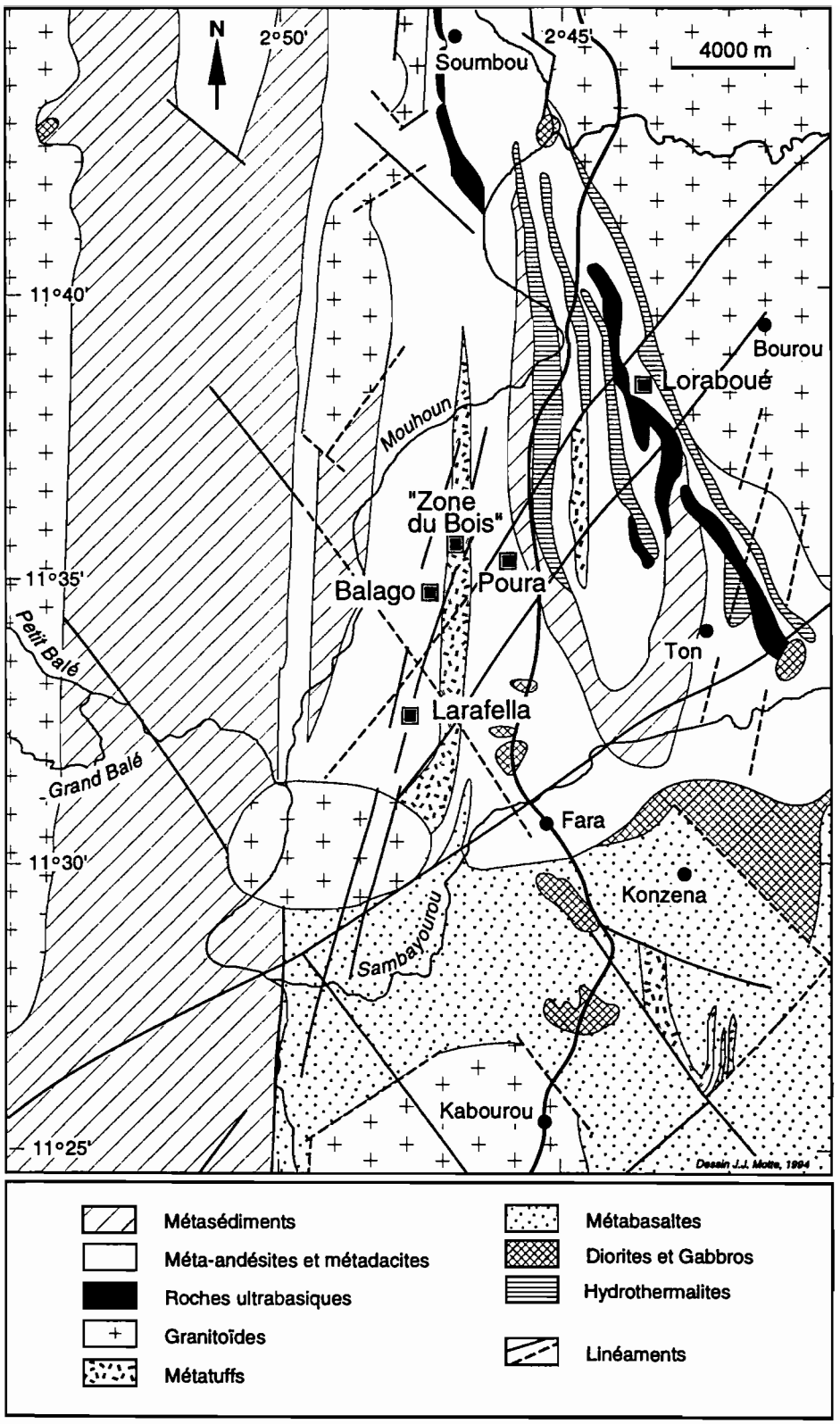


Figure 9 : Carte géologique simplifiée du secteur de Poura,
extraite de la carte interprétative du syndicat BRGM-BUVOGMI (1983)

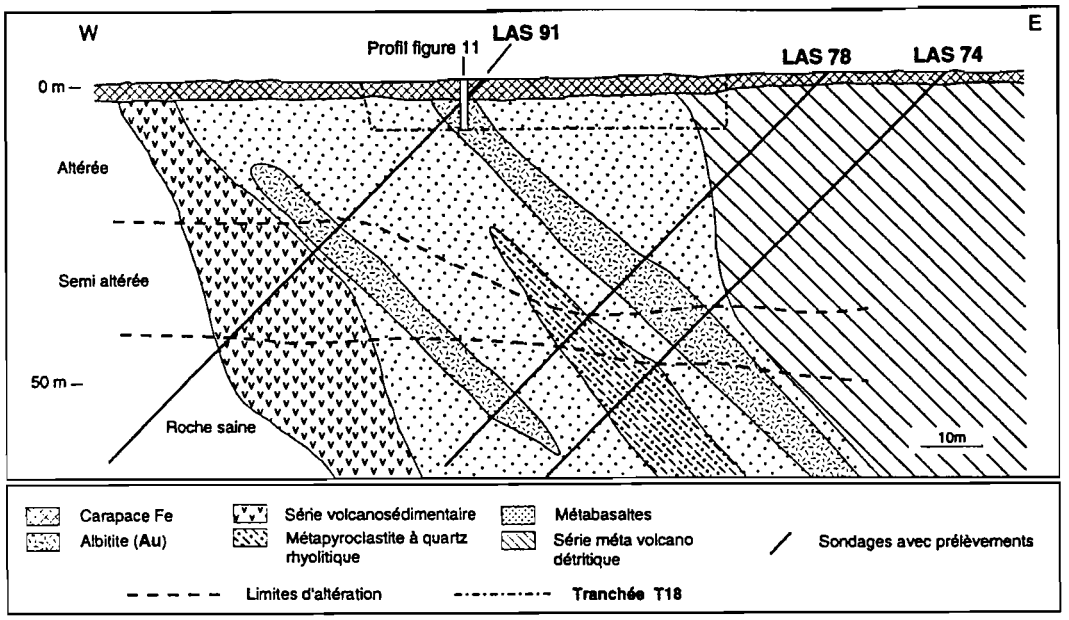


Figure 10 : Coupe géologique de l'environnement immédiat des albitites à sulfures et or disséminés de Larafella; localisation de la tranchée T18 et du profil de l'unité basse décrit le long de la minéralisation (*Fig.11*)

- **La carapace ferrugineuse :** - 280 ± 25 à - 40 ± 15 cm.

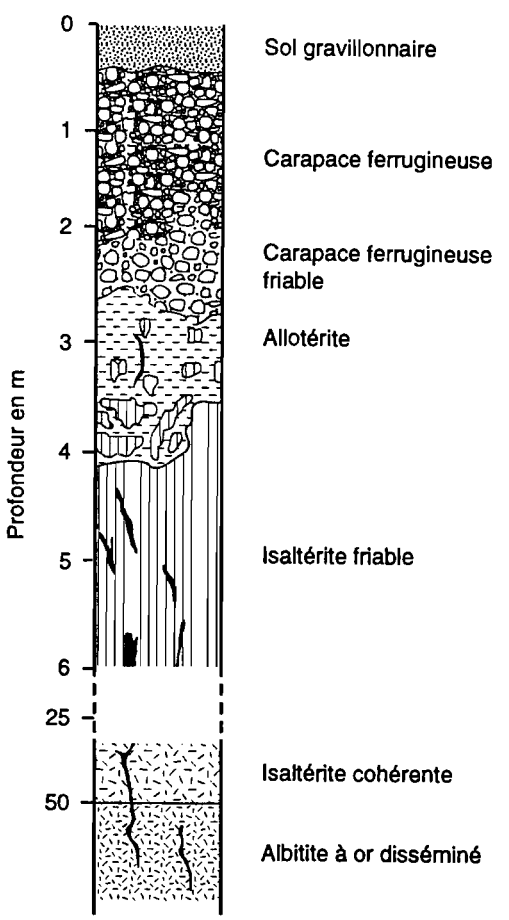


Figure 11 : Description macroscopique du profil d'altération de l'unité basse

La limite avec l'horizon sous-jacent est progressive.

A la base existent toujours des volumes d'isaltérite peu indurée. La matrice argileuse friable, est imprégnée d'hydroxydes de fer à surimposition de trames noires identifiées comme étant des oxydes de manganèse. De rares domaines matriciels restent blanchâtres et pulvérulents.

Vers le sommet (-150 cm environ), La matrice argilo-ferrugineuse de couleur rouge devient plus cohérente. Des nodules ferrugineux s'individualisent. Leur taille varie de 0,5 cm à environ 3 cm et leur contour est très irrégulier. Ils présentent un coeur rouge à rouge sombre et un cortex peu marqué, jaune à jaune brunâtre.

Les filonnets de quartz gardent leur orientation de l'allotérite jusqu'au sommet de la carapace ferrugineuse en un alignement de cailloux de quartz sans modification notable de la direction.

Le quartz se disloque en donnant de nombreux débris repartis dans la carapace. Leur taille atteint 20 cm.

Les plus petits sont altérés, de couleur jaune et souvent enveloppés d'un cortex ferrugineux. Par endroit (tranchée T18), les structures quartzeuses peuvent présenter des fauchages dans la partie sommitale de la carapace.

- **Le sol gravillonnaire** : de - 40 ± 15 à 0 cm.

La matrice est sablo-argileuse de couleur grise. Elle est pulvérulente et très poreuse. Elle est parcourue de nombreuses racines.

Cet horizon, comporte des éléments de quartz filoniens cariés ainsi que des blocs démantelés de la carapace ferrugineuse sous-jacente. Outre les nodules ferrugineux décrits dans l'horizon sous-jacent, apparaissent des pisolites centimétriques très durs, à coeur rouge et à cortex jaune orangé bien marqué.

IV.2.3 - Le profil d'altération de l'unité moyenne

Le puits LRP2 implanté dans l'unité moyenne atteint une profondeur de 13,50 m. De la base vers le sommet de ce profil, on observe la succession suivante d'horizons (*Fig. 12*) :

- **L'isaltérite friable** : du fond du puits (1350 cm) à - 1225 ± 35 cm

Il s'agit d'un horizon de couleur brun rougeâtre tacheté de blanc montrant un réseau de diaclases à mailles fines, ainsi qu'une schistosité frustre. Les plans de diaclases sont tapissés de placages noirs salissants identifiés par H_2O_2 comme étant des oxydes de manganèse. L'ensemble isaltérite est imprégnée par les oxy-hydroxydes de fer, qui lui confèrent sa couleur rouge. Les plages blanches correspondent à des domaines plus argileux dans lesquels la structure schisteuse n'est guère observable.

- **L'allotérite** : de 1225 ± 35 à -1040 ± 25 cm

La limite entre l'isaltérite et l'allotérite est progressive. C'est un horizon argilo-ferrugineux de couleur rouge-jaune tacheté de blanc dans lequel s'individualisent des volumes rouge brunâtre non indurés. Les plans de schistosité et de diaclases disparaissent progressivement à mesure que l'on monte dans l'horizon.

- **La carapace ferrugineuse** : de -1040 ± 25 à -790 ± 35 cm

La limite avec l'horizon sous-jacent est progressive. A la matrice argilo-ferrugineuse rouge-jaune de l'horizon précédent, se surimpose une trame de couleur rouge ocre.

Les volumes rouge brunâtre augmentent en quantité et s'indurent. Leur taille moyenne est de 3 cm. On note des plaquettes centimétriques ferruginisées à structure saprolitique.

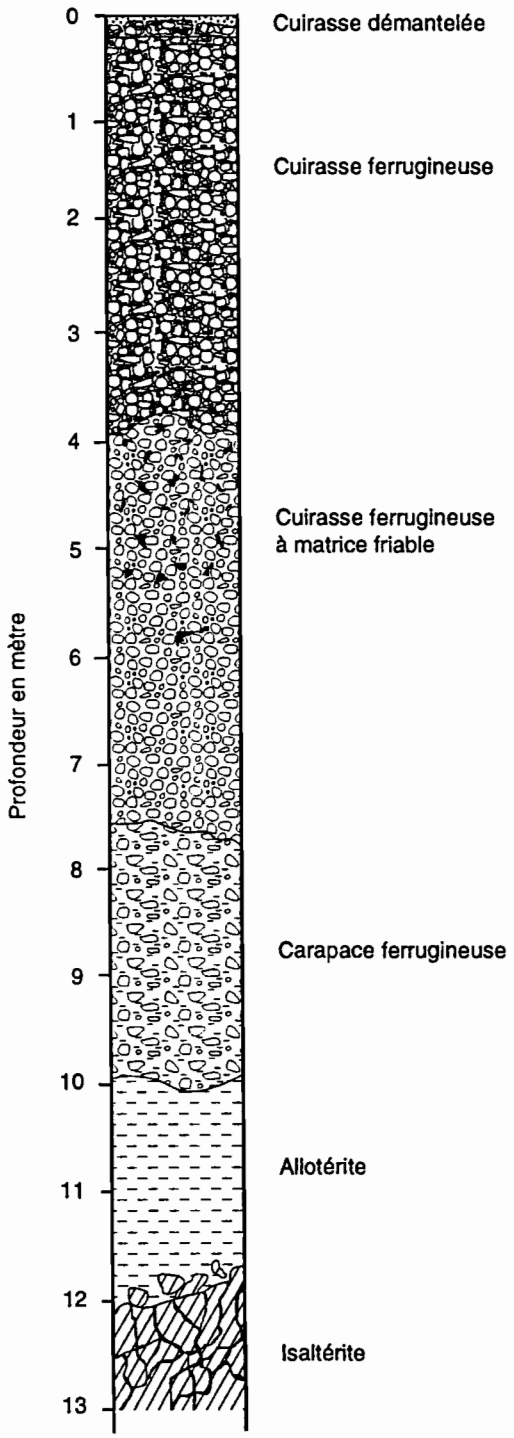


Figure 12 : Description macroscopique du profil d'altération de l'unité moyenne

Vers - 900 cm, s'individualisent des concrétions centimétriques rouge jaune à partir de la matrice de même couleur.

A l'opposé des horizons précédents, des grains de quartz anguleux de dimension millimétrique à centimétrique sont présents dans la carapace et leur proportion semble augmenter vers le sommet.

- **La Cuirasse ferrugineuse nodulaire à matrice friable** :

de -790 ± 35 à -390 ± 15 cm

La transition avec la carapace ferrugineuse sous-jacente est progressive. La matrice est friable, de couleur rouge ocre, à passées jaunes. Elle devient de plus en plus indurée au fur et à mesure qu'on monte dans l'horizon.

La cuirasse comporte des éléments ferrugineux indurés dont la taille varie de 0,5 cm à plus de 5 cm. Ce sont :

- des nodules à coeur rouge, à contour irrégulier, à cortex peu marqué de teinte jaune;
- des plaquettes rouge brun, pratiquement sans cortex;
- des nodules sub-arrondis à arrondis, rouge-violacé à noir foncé montrant des cortex rouge orangé plus ou moins marqués.

On observe à partir de - 470 cm de profondeur, quelques fragments de bauxite. Leur taille varie de 2 à 4 cm. Leur contour est sub-arrondi. Ils sont de couleur blanche ou rose.

Le quartz, un peu plus abondant, est de taille centimétrique. Un bloc de quartz de 23 cm de dimension principale est noté à -450 cm de profondeur. Il est très altéré, de couleur rose et d'aspect bréchique.

Des imprégnations noires d'oxydes de manganèse se manifestent dans la moitié supérieure de l'horizon et

se poursuivent dans l'horizon de cuirasse sus-jacente jusqu'à -330 cm.

- La cuirasse nodulaire indurée : de -390 ± 15 à -24 cm

Le passage avec l'horizon précédent est progressif. La cuirasse est vacuolaire et très indurée. La matrice argilo-ferrugineuse est peu abondante et se résume à une trame vermiculaire ocre. Les vacuoles sont irrégulières. Elles sont parfois remplies d'un matériel argileux blanc, qu'on retrouve également dans une fracture sub-horizontale aux environs de -200 cm de profondeur.

Les éléments grossiers (quartz et nodules ferrugineux) sont de même type que dans la cuirasse précédente. Les nodules à coeur rouge-violacé et les éléments de bauxites y sont plus abondants.

Les éléments de bauxites sont sub-arrondis à arrondis, et souvent cernés de vides (*Fig. 13*). Certains sont ferruginisés. Leur taille est comprise entre 2,5 cm et 7 cm. Le faciès va de la bauxite blanche à pisolites de gibbsite dominantes, à la bauxite nodulaire rose à gibbsite et boehmite. La répartition bauxite blanche/bauxite rose est indépendante de la profondeur.

- L'horizon de cuirasse démantelée : de -24 à 0 cm

Il se compose de blocs démantelés de la cuirasse sous-jacente qui sont séparés par une matrice sablo-argileuse renfermant des gravillons ferrugineux et des fragments de quartz. On note fréquemment des éléments de bauxite dans les blocs.

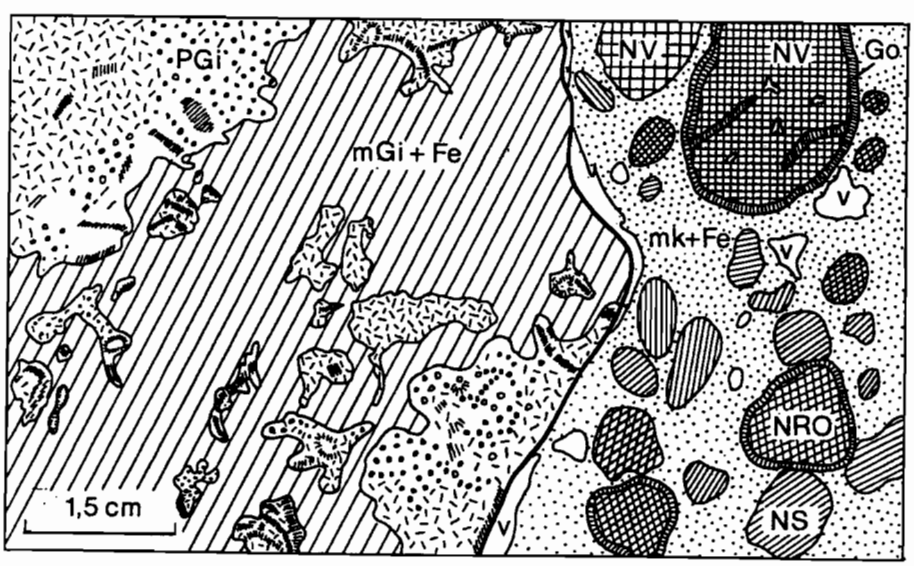


Figure 13 : Vue macroscopique (loupe binoculaire) d'une section montrant le contact entre une bauxite et la cuirasse ferrugineuse qui le contient.
(Pgi) pisolite de gibbsite, (mGi + Fe) matrice à gibbsite et oxy-hydroxyde de fer, (NV) nodule ferrugineux violacé, (NRO) nodule ferrugineux rouge orangé, (NS) nodule ferrugineux à structure schisteuse, (mk + Fe) matrice argilo-ferrugineuse, (V) vide.

IV.2.4 - Le profil d'altération de l'unité supérieure

La butte cuirassée de l'unité supérieure présente un rebord abrupt. Le profil observé correspond à un escarpement vertical de la cuirasse de 4,35 m dominant un replat sur lequel un puits a été implanté. La profondeur totale du profil est de 12,52 m. On observe de bas en haut, les principaux horizons suivants (*Fig. 14*) :

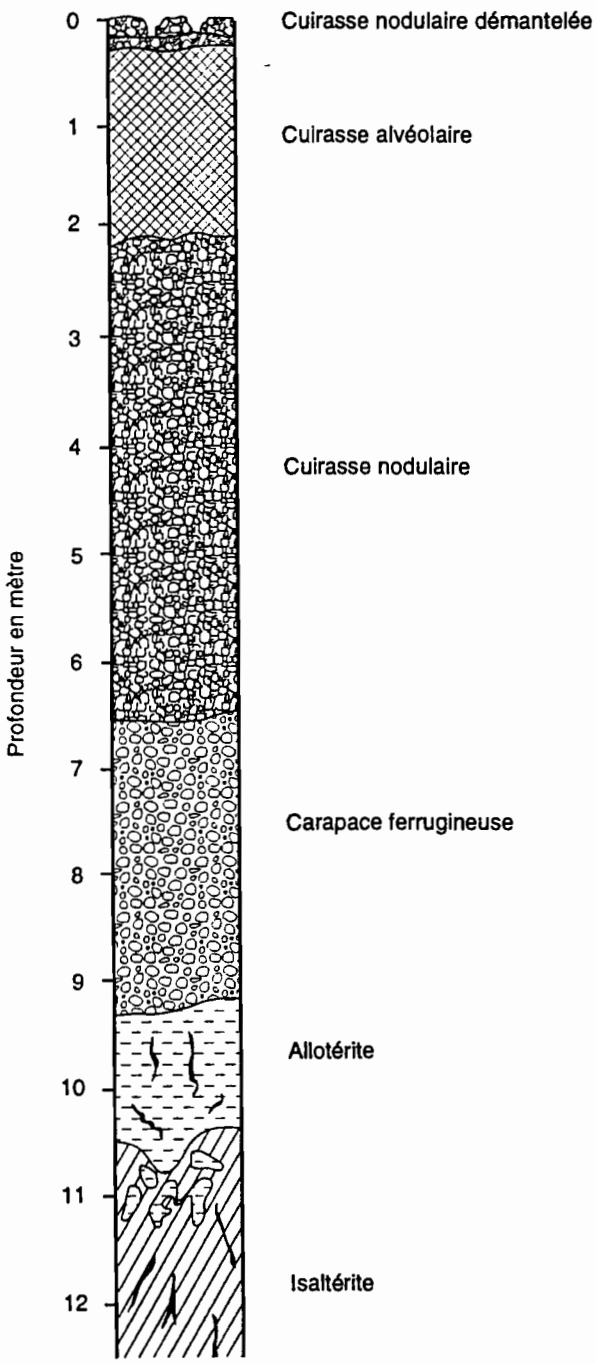


Figure 14 : Description macroscopique du profil d'altération de l'unité supérieure

- L'isaltérite friable : du fond du puits (1250 cm) à - 1100 ± 25 cm

Elle est de couleur jaune brun avec des domaines blanchâtres. La saprolite est schistosée et contient des grains de quartz millimétriques ainsi que des micas blancs visibles à la loupe. Ces minéraux sont alignés suivant les plans de schistosité.

Elle est imprégnée par les oxy-hydroxydes de fer avec toutefois, localement des bandes claires larges de 1 à 20 mm. Cet horizon montre quelques tubules de diamètres centimétriques.

L'ensemble est recoupé par des filonnets de quartz fracturés avec dans les plans de fracture des taches noires identifiées comme étant de l'oxyde de manganèse.

- L'allotérite : de -1100 ± 25 à - 965 ± 10 cm

La limite avec l'horizon sous-jacent est nette et soulignée par le changement de coloration. C'est un horizon argileux de couleur rouge brique tacheté de jaune contenant des tubules de diamètre centimétrique et de forme irrégulière.

Il montre par endroit des volumes d'isaltérite sous-jacente dans lesquels la schistosité reste visible, sous forme de plages jaunâtres.

On note une individualisation de ponctuations millimétriques ferrugineuses rougeâtres non indurées.

Quelques éléments de quartz filoniens altérés sont présents.

- **La carapace ferrugineuse** : de -965 ± 10 à -650 cm

La limite avec l'horizon sous-jacente est assez nette. La carapace ferrugineuse se compose d'une matrice argilo-ferrugineuse friable de couleur rouge parsemée de taches noires aux contours diffus. Cette matrice est de moins en moins abondante à mesure que l'on monte dans l'horizon. Elle englobe des nodules et des reliques d'isaltérite en plaquettes ferruginisées dans lesquelles on devine la schistosité de la roche. Les nodules sont indurés et montrent des bords irréguliers. Leur coeur est rouge à rouge sombre. La taille maximum est de 5 cm. Quelques nodules à coeur très noir parsemé de vide sont aussi présents. Leur contour est plus arrondi que celui des nodules précédents. Leur cortex est très marqué.

- **La cuirasse ferrugineuse nodulaire** : de -650 à -215 cm

La limite avec l'horizon précédent est progressive.
La matrice argilo-ferrugineuse est indurée, de couleur rouge avec des domaines jaune orangé. Les domaines jaune orangé sont de plus en plus importants vers le sommet et inversement, les plages rouges diminuent. Cette matrice contient de nombreux grains de quartz sub-anguleux millimétriques. Elle emballe des éléments grossiers de nature diverse :

- du quartz sub-anguleux de taille moyenne 3 cm;
- des nodules ferrugineux à contour irrégulier à coeur rouge noir, pratiquement sans cortex. Leur taille va du millimètre à environ 2 cm;
- des plaquettes à structure schisteuse, ferruginisées, de 2 cm de taille moyenne;
- des nodules ferrugineux à coeur violacé ou noir, à bords arrondis et à cortex marqué. Ils sont plus abondants que dans l'horizon précédent. Leur taille peut atteindre 5 cm.

Cet horizon se poursuit de manière continue sur tout le rebord de l'escarpement cuirassé. Latéralement, on observe des lentilles conglomératiques allongées horizontalement et dont l'extension peut atteindre 5 mètres. Les éléments ont une taille moyenne de 10 cm et sont essentiellement constitués de nodules violacés à cortex complexe ainsi que du quartz ferruginisé et fracturé.

- **La cuirasse ferrugineuse alvéolaire** : de -215 à -25 cm

La limite avec l'horizon de cuirasse sous-jacent est très nette et parfaitement horizontale.

C'est une cuirasse homogène, très indurée, de couleur jaune orangé. Elle ne contient que de rares nodules ferrugineux. Ils sont du même type que dans la cuirasse sous-jacente mais de taille plus réduite (< 1 cm). Elle comporte des taches centimétriques rougeâtres, décolorées, à contours festonnés. Ces taches ressemblent à des fantômes de nodules ferrugineux. De multiples grains de quartz infra-millimétriques sont présents. Les alvéoles sont de même ordre de grandeur que les grains de quartz. Certains sont sub-circulaires d'autres ont des sections géométriques rectilignes.

Cet horizon se retrouve également en continuité sur tout le rebord de la butte de l'unité supérieure.

- **La cuirasse nodulaire démantelée** : de - 25 à 0 cm

La limite avec l'horizon de cuirasse alvéolaire est nette et horizontale.

C'est un horizon moins induré que les faciès cuirassés alvéolaire et nodulaire sous-jacents. Il est formé d'une matrice argilo-ferrugineuse rouge à jaune orangé. La configuration de la matrice jaune orangé rappelle la cuirasse alvéolaire notamment par la présence de nombreux grains de quartz infra-millimétriques, des alvéoles et surtout des plages diffuses rougeâtres ressemblant à des fantômes de nodules ferrugineux.

Les éléments grossiers sont de même type et de même taille que dans la cuirasse nodulaire précédente. A savoir :

- des nodules ferrugineux violacé à cortex complexe;
- des nodules rouge noir;
- quelques cailloux de schistes ferruginisés;
- des débris anguleux de quartz de taille pouvant atteindre 10 cm.

En plus de ces éléments, on note fréquemment des fragments de bauxites claires ou rose, sub-arrondis, souvent pisolitiques, cernées de vides. Leur taille peut atteindre 15 cm.

V - Discussions et conclusions de l'étude de terrain

Les observations de terrain nous permettent de tirer les principales conclusions suivantes :

Dans l'évolution morphostructurale de la région de Poura, trois unités sont bien marquées dans le paysage de par leur altitude et leur faciès : unité supérieure, unité moyenne, unité basse.

La surface bauxitique n'est pas observée dans la région. La surface intermédiaire est rare et subsiste en blocs démantelés en amont d'une surface cuirassée que nous avons appelée unité supérieure. La présence des bauxites dans certaines cuirasses de l'unité supérieure et de l'unité moyenne traduirait un remaniement des éléments de la surface bauxitique dans ces matériaux indurés.

L'unité supérieure localise bien la vallée du fleuve (*pl. hors texte*). De plus, la présence de galets de quartz arrondis, cimentés dans certaines cuirasses de cette unité à proximité de la terrasse alluviale du Mouhoun, rend compte :

- de l'absence de déplacements très amples du cours du fleuve;
- de la possible association passée de certaines cuirasses de l'unité supérieure à une haute terrasse;
- de l'encaissement à 50 m de dénivellation entre la cuirasse à galets et le fleuve depuis l'époque du façonnement de l'unité supérieure.

Dans le secteur de Poura, deux unités cuirassées (unité moyenne et unité supérieure) forment des plateaux relictuels d'altitudes et de faciès de cuirasses différents. Autour de ces deux niveaux cuirassés, il semble qu'un nouveau cuirassement (unité basse) affecte les formations décapées par une phase d'érosion ultérieure.

Dans les profils de l'unité basse le passage de l'allotérite à la carapace est progressif, sans modification notable de la direction des filonnets de quartz. La carapace conserve des vestiges de la schistosité et des volumes d'isaltérite non perturbée (*planche 1 photo 7*). Les profils se développent aux dépens du matériaux en place, à la différence des profils des unités supérieure et moyenne qui semblent remanier des éléments d'origine distincte notamment des éléments de bauxite. Dans d'autres sites, notamment à Balago, les profils de l'unité inférieure diffèrent. La base de la carapace est soulignée par une stone line à composition de cailloutis et galets plus ou moins arrondis de quartz, de quartzites, de grès, et de tufs, traduisant clairement une discontinuité entre cet horizon et l'altérite sous-jacente (*planche 1 photo 8*). L'unité basse est elle même actuellement en cours d'entaille.

Le contexte géomorphologique de la région est complexe. Le concours des études pétrologiques, géochimiques et de l'utilisation du rôle traceur de l'or, devraient permettre d'élucider les problèmes posés par l'évolution paléomorphologique du secteur.

CHAPITRE III:

PÉTROLOGIE ET CHIMIE DE LA MINÉRALISATION AURIFÈRE PRIMAIRE

L'étude présentée dans ce chapitre a été réalisée en collaboration avec le Laboratoire de Minéralogie de l'université Toulouse III. Nous présentons les caractères pétrologiques et structuraux de la roche hôte et de la minéralisation aurifère primaire, et une proposition de successions paragénétiques. Ces résultats sont actuellement sous presse.

I - Caractéristiques pétrologiques et structurales

Sous la couverture latéritique, on peut définir d'ouest en est, un ensemble de formations orientées NS à pendage E 50° en moyenne (*Fig. 15*) : une formation métavolcanosédimentaire, une formation métabasaltique et à nouveau une formation métavolcanosédimentaire.

La formation métavolcanosédimentaire occidentale comporte des alternances millimétriques à centimétriques de lits à grains fins, très riches en chlorite et en opaques, de lits finement détritiques à clastes de quartz (très prédominants) et de plagioclase dans une matrice à chlorite et muscovite, de lits fins à quartz homométriques engrenés associés à des lamelles orientées de chlorite (*planche II photo 1*).

Vers l'Est la formation tend à devenir microconglomératique avec des clastes de quartz monominéral, de plagioclases altérés et de quartzites à grains fins. Dans les différents lits les sulfures sont abondants en cristaux automorphes orientés. La formation métavolcanodétritique est de façon sporadique, secondairement carbonatisée. Les cristaux automorphes de calcite de tailles variées forment des plages sub-parallèles au litage ou des filonnets sécants.

Les métabasaltes forment une assise de 100 m de puissance environ, avec des roches à petites lattes de plagioclases très altérées et à ocelles de quartz (*planche II photo 2*). Ils contiennent une intercalation de 10 m de puissance de métapyroclastite à grands cristaux de plagioclase et de quartz à texture rhyolitique baignant dans une matrice phylliteuse. On observe également deux niveaux de 5 et 8 m d'une roche formée quasi-exclusivement d'albite associée à des sulfures et localement à du quartz. C'est cette albitite qui porte la minéralisation aurifère disséminée.

L'ensemble des formations à l'exception des albitites apparaissent très déformées ce qui se traduit par le développement : (i) d'une foliation pénétrative définie par des surfaces de clivages faiblement espacées; (ii) de plis isoclinaux à grande amplitude affectant le litage primaire et les filonnets de calcite; (iii) de zones de "pressure shadow" aux extrémités des cristaux de sulfures (*planche II photo 3*); (iv) de déformations intracristallines de type fragile dans les phénocristaux feldspathiques et quartzeux des roches rhyolitiques.

D'une manière générale, mais particulièrement dans les métasédiments, les phénomènes de dissolution sont importants. Cela se traduit, dans les plis isoclinaux, par la disparition

partielle des flancs et l'isolement des charnières ainsi que par la concentration d'opaques insolubles le long des surfaces de foliation. L'étude des relations géométriques entre la foliation et les veines de calcite montre que les phénomènes de carbonatation se produisent au cours de la déformation. En effet, les veines de calcite mises en place dans des fentes ouvertes perpendiculairement à la foliation lors des premiers stades de déformation sont affectées par des plis, dont la foliation est de type surface axiale.

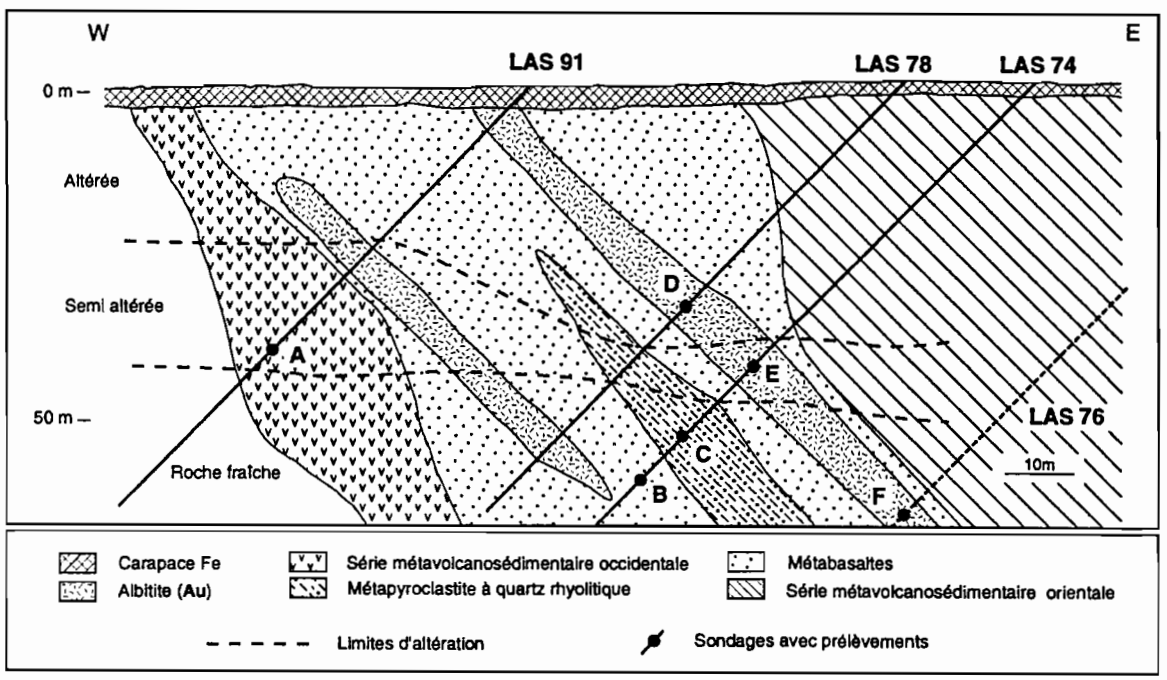


Figure 15 : Coupe géologique de l'environnement immédiat des albitites à sulfures et or disséminés, position des échantillons analysés

I.1 - La roche mère minéralisée en or : les albitites

Les albitites montrent une texture microgrenue porphyrique. Elles sont constituées par de grands cristaux de feldspaths dans une mésostase de petits cristaux équants essentiellement d'albite (*planche II photo 4*). Secondairement, sont observés par ordre d'importance décroissante des sulfures, des carbonates, et des phyllites.

Les grands cristaux de feldspath dont la taille peut atteindre 1,5 mm suivant l'axe b, sont isolés ou en association de 2 à 3 individus, automorphes, maclés albite. Ils montrent au microscope polarisant, des sections avec une fine pellicule de produits d'altération profonde correspondant à des phyllites et parfois des carbonates. Ils ont une composition d'albite avec An

de 0 à 1,5 %. La présence constante de produits d'altération profonde suggère qu'ils correspondent à des plagioclases plus basiques, postérieurement transformés.

Les grands cristaux d'albite sont dispersés, sans orientation particulière, au sein d'une mésostase composée principalement de petits cristaux équants d'albite (90 à 95 %), de chlorite en petites lamelles trapues, de séricite, d'ankérite, de granules d'épidote et de rares petites plages interstitielles de quartz (*planche II photo 5*).

Les sulfures se présentent sous forme de cristaux automorphes à sub-automorphes dispersés, répartis de façon homogène, parfois poecilitiques incluant alors des plages d'albite de la mésostase et/ou de chlorite. Par endroit, ils peuvent constituer des amas et montrent alors des contours trés irréguliers. Ils sont parfois bordés par un liseré de chlorite.

L'ankérite est en cristaux automorphes, à sections losangiques ou rectangulaires (taille moyenne 0,3 mm), isolés ou en agrégats de 2 à 4 individus, poecilitiques, à répartition également homogène au sein de la roche. Incolore à légèrement verdâtre en lumière naturelle, elle apparaît en inclusion dans les mégacristaux, à cheval sur les mégacristaux et la mésostase et dans celle-ci (*planche II photo 4*). Elle est souvent associée à la chlorite qui se développe sur ses bordures et est parfois partiellement épigénisée par les hydroxydes de fer. La transformation ne concerne pas la chlorite développée sur les bordures. La ferruginisation s'effectue à partir du coeur du minéral suivant la structure cristalline.

- ***Les structures***

La très forte empreinte texturale sur la morphologie des albitites tend à les faire apparaître à première vue astructurées. Cependant, elles montrent des déformations intracristallines des grands cristaux felspathiques, des fentes de tension et un réseau de fractures tardives développé de façon hétérogène.

Les principales fractures à l'échelle du cristal correspondent à des surfaces de rupture fragiles décalant les macles polysynthétiques des grands cristaux d'albite (*planche II photo 6*) et des zones d'ombre de pression développées de par et d'autre des cristaux de sulfures. Ces zones sont remplies par des fibres de quartz, de muscovite et d'albite.

Quatre types de fentes de tension se distinguent en fonction de la morphologie et de la composition des minéraux qui les remplissent:

- Type a : fente à fibres étirées d'albite et de quartz (*planche II photos 7 à 10*). Ces fentes présentent une orientation commune, une étendue latérale finie et une épaisseur variable et faible (0,2 à 5 mm). Elles affectent l'ensemble du matériel mais sont parfois interrompues au niveau de certains mégacristaux de sulfures et d'albite où la déformation se traduit par une modification locale des caractéristiques cristallographiques sans rupture (*planche II photo 8 , 9*).

Elles sont remplies par des fibres de quartz et/ou d'albite en proportions sensiblement égales qui s'allongent en continuité d'une éponte à l'autre. Le contact entre deux fibres adjacentes est très marqué, parfois indenté par des traînées de petits grains recristallisés. Ces caractéristiques sont significatives selon Ramsay et Huber (1987) d'un mécanisme de formation dit "crack-seal mechanism" où les fibres résultent d'une succession de petites ouvertures, chacune suivie par un remplissage par du matériel dérivé de fluides intergranulaires.
Dans la plupart des fentes de ce type, les fibres gardent leur morphologie de cristaux étirés. Cependant, dans certaines, on observe une évolution progressive et rapide de la forme des cristaux. Ces cristaux deviennent automorphes, à section rectangulaire, non orientés par rapport aux épontes (*planche II photo 10*). Avec une composition d'albite pure ils constituent l'essentiel du matériel remplissant les fentes, le quartz n'étant alors représenté que par quelques plages interstitielles.

- Type b : fentes à cristaux automorphes d'albite et cristaux xénomorphes de quartz (*Fig. 16*). Ces fentes sont généralement plus larges que le type a. Elles dépassent 3 mm de largeur. Elles sont droites, avec des épontes au tracé irrégulier et une répartition zonée du remplissage minéral (*planche II Photo 11 et 12*). En effet, de l'éponte à la partie médiane de la fente, on observe : (1) un liseré de très petits cristaux d'albite de même dimension que les composants de la mésostase (0,1 mm), d'orientation quelconque indépendante de l'éponte et, contrairement à l'albite de la mésostase, dépourvus de produits d'altération profonde; (2) une zone de grands cristaux (0,8 à 1 mm) automorphes, également désorientés, parfaitement limpides, maclés albite; (3) une zone médiane de grandes plages xénomorphes d'albite non maclée et de quartz interstitiels.

- Type c : fentes à albite, quartz et calcite. Ces fentes d'une épaisseur de 0,5 à 1,5 mm ont la même morphologie générale que celle du type b avec notamment des épontes irrégulières et un dispositif zoné (*planche II photo 13*). Toutefois on observe un développement important de la calcite sous forme de cristaux automorphes, maclés, désorientés qui occupent soit la partie médiane de la fente soit l'ensemble de celle-ci. Ailleurs ces fentes contiennent des cristaux automorphes de sulfures (*Fig. 17*).

- Type d : fentes à cristaux de quartz engrenés. Elles ont un tracé non rectiligne, une étendue finie, une faible épaisseur (0,5 mm maximum) et sont formées essentiellement de cristaux xénomorphes de quartz engrenés associés à quelques cristaux d'albite et parfois de calcite (*planche II photo 14*).

En plus des fentes précédemment décrites, les albitites sont tardivement affectées par un réseau de fractures plus ou moins denses qui recoupent l'ensemble des composants y compris les fentes de tension. Ces fractures sont soulignées par un liseré de chlorite associée à un peu de muscovite. Dans certains cas, elles affectent les plans de mâcle des phénocristaux d'albite (*Fig. 18*).

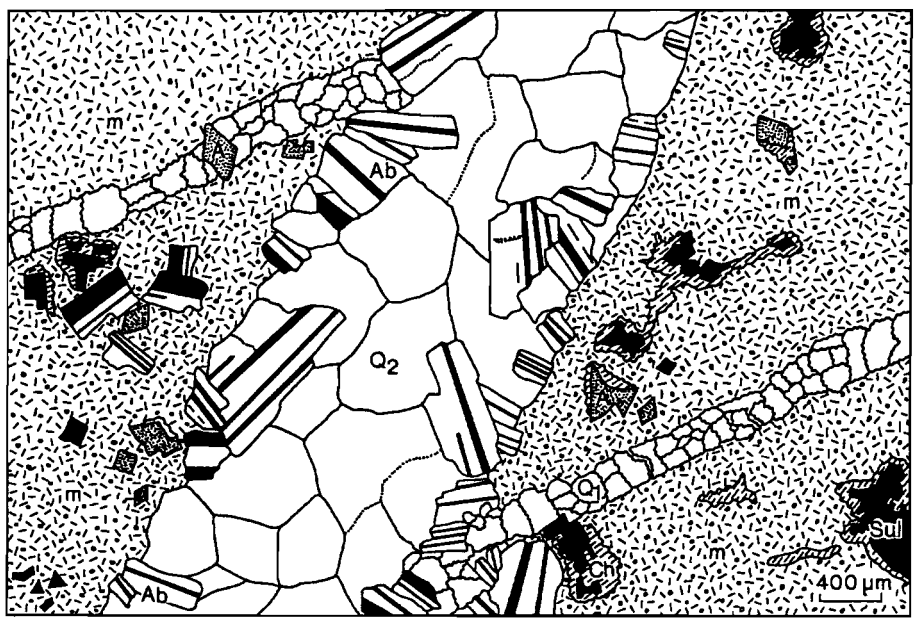


Figure 16 : Fente à cristaux automorphes d'albite, et à cristaux xénomorphes de quartz (fente de type b). Remarquer le décalage d'une fente essentiellement constituée de quartz.
(Ab) albite, (Q2, Q1) deux générations de quartz, (m) mésostase, (A) ankérite, (Ch) chlorite, (sul) sulfure

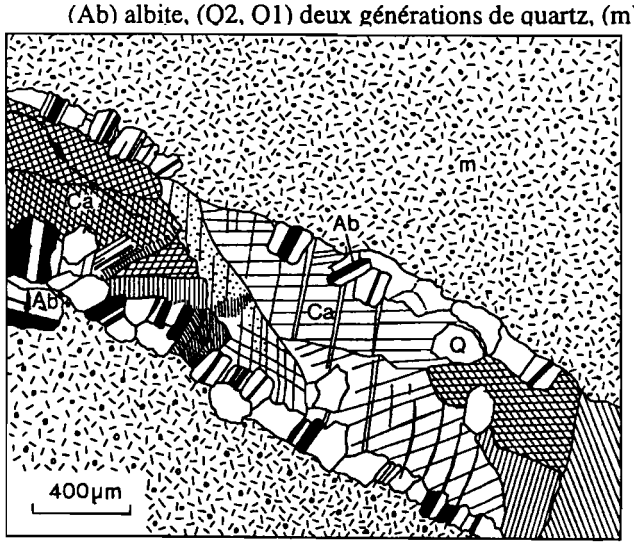


Figure 17 : Fente à albite (Ab), quartz (Q) et calcite (C)(type C)

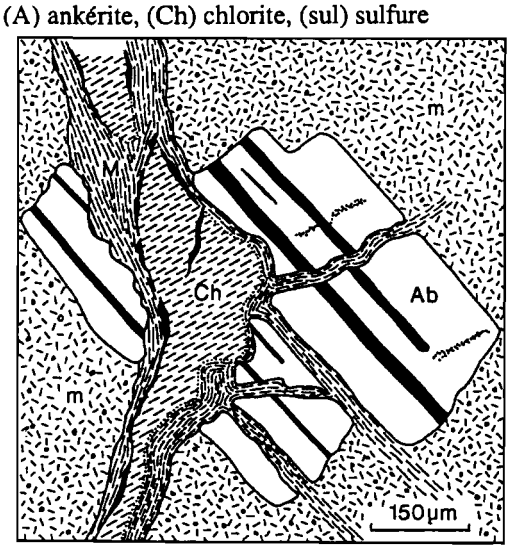


Figure 18 : Fracture tardive affectant une albite ; remarquer la position médiane de la chlorite par rapport à la muscovite
(Ch) chlorite, (Ab) albite, (m) muscovite

I.2 - Discussion

Les albitites de Larafella ont subi postérieurement à l'acquisition de leur caractère textural majeur, une évolution tectonique complexe marquée par le développement de structures associées à des recristallisations. La formation de ces structures peut être décomposée chronologiquement en deux stades principaux de déformation.

Le stade 1 se traduit par la déformation intracristalline de certains mégacristaux de plagioclase, par le développement de zones d'ombre de pression à fibres de quartz, d'albite et de phyllites de par et d'autre des cristaux de sulfures et par la formation de fentes de tension en plusieurs épisodes avec successivement :

- (i) Dans un premier temps des fentes de tension remplies de cristaux étirés, formés sous contraintes par le mécanisme dit "creak-seal mechanism". Ces fentes sont strictement contemporaines des zones d'ombre de pression autour des sulfures.

- (ii) Dans un deuxième temps des fentes à éponte irrégulière, à remplissage zoné de cristaux non orientés. Elles correspondent très probablement à une cristallisation non contrainte, dans une fracture préalablement ouverte, d'albite, de sulfure, d'albite et de quartz et de carbonate et de quartz; les fentes à épontes non planaires, à remplissage de cristaux engrenés de quartz et de calcite sont à relier à cet épisode.

Le stade 2 est marqué par le développement d'un réseau de fractures irrégulières, soulignées par des cristallisations de chlorite et de muscovite.

II - Chimie des albitites

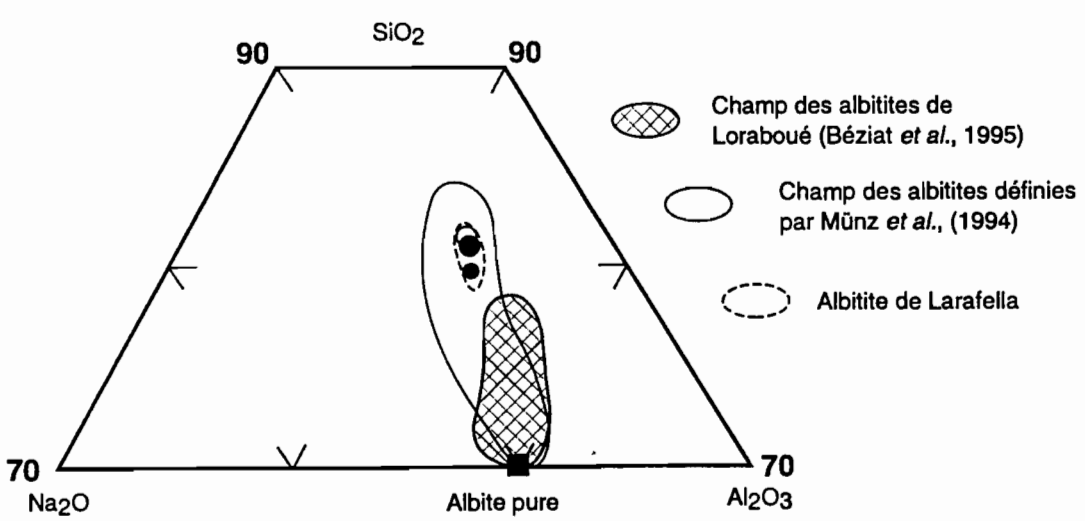


Figure 19 : Le diagramme ternaire SiO_2-Na_2O-Al_2O_3 des albitites de Larafella; comparaison avec celles définies par Münz *et al.*, (1994) et par Béziat *et al.*, (1995)

Les albitites de Larafella ont une composition chimique très homogène. Dans un diagramme triangulaire SiO_2 - Al_2O_3 - Na_2O, elles s'inscrivent dans le même domaine que les albitites de Loraboué situé à une dizaine de km au N de Larafella, mais sont plus siliceuses (Béziat *et al.*, 1995). C'est aussi le domaine des albitites décrites dans les formations métagabbroiques et métabasaltiques (Münz *et al.*, 1994; Muszinsky et Natkaniec-Nowack, 1992) (*Fig. 19*). Enfin, par rapport à l'albite pure, les albitites de Larafella sont plus siliceuses avec des teneurs en SiO_2 comprises entre 70 et 78 %. Cela est lié à la présence de quartz secondaire remplissant les fentes de tension.

II.1 - Composition chimique des minéraux

Les feldspaths : les cristaux de la mésostase ont une composition d'albite pure avec An compris entre 0 et 1 %. Toutefois, certains grands cristaux ont des teneurs en An notables (jusqu'à 1,5 % du poids) ce qui conduit à penser qu'ils représentaient d'anciens cristaux basiques transformés.

La muscovite : la muscovite se développe au sein de la mésostase mais surtout dans les zones d'ombre de pression aux extrémités des sulfures et dans les fractures tardives où elle est associée à la chlorite (*Fig. 20*). La formule structurale moyenne calculée sur la base de 22 oxygènes peut s'écrire :

$$(Si_{6,28}\ Al_{1,72})\ (Al_{3,81}\ Fe_{0,15}\ Mg_{0,1}\ Na_{0,12}\ K_{1,67})\ (OH)_4\ O_{20}.$$

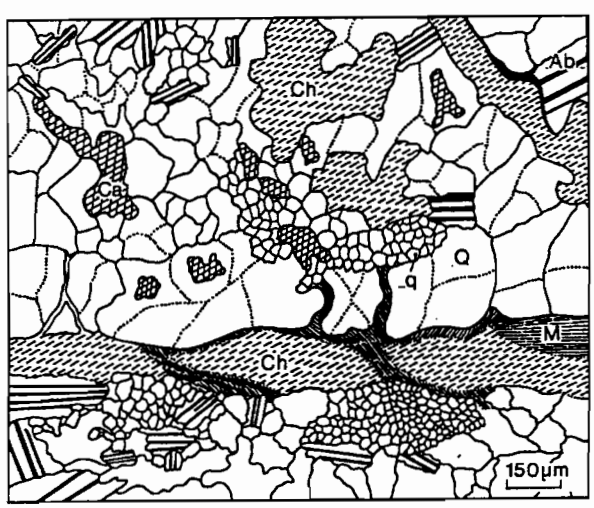


Figure 20

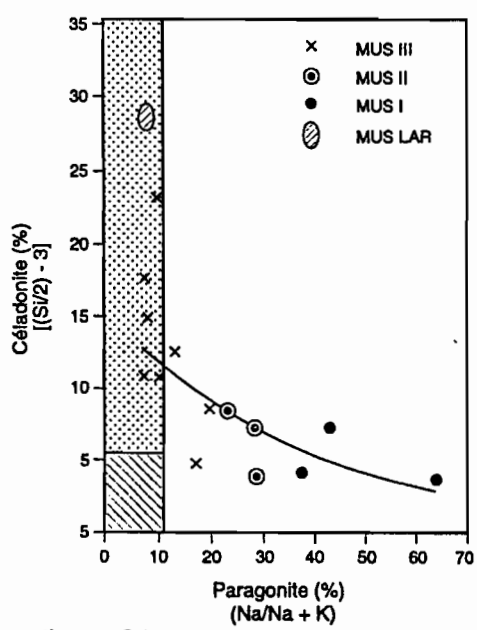


Figure 21

Figure 20 : Fracture montrant la position médiane de la muscovite (M) par rapport à la chlorite (Ch);
Figure 21 : Comparaison de cette muscovite à celle du filon principal de Poura.

Placées dans le diagramme binaire céladonite/paragonite, les muscovites des albitites de Larafella, sont comparables aux muscovites III de Poura (Sanogo, 1993). C'est-à-dire qu'elles ont des teneurs en céladonite élevées (12 à 24 %) et des teneurs en paragonite faibles (< 20 %) (*Fig. 21*) auxquelles, à Poura, est associée la paragénèse d'albite et de carbonate.

La chlorite : la chlorite est généralement vert pâle en lumière polarisée (L.P), et bleu nuit à gris en lumière polarisée analysée (L.P.A). Elle se présente en lamelles isolées ou associées aux sulfures et aux cristaux d'ankérite et en lamelles fibreuses associées à la muscovite en colmatage des fractures tardives. Dans ces fractures, la localisation systématique de la chlorite en position médiane suggère son caractère tardif par rapport à la muscovite. La moyenne de la formule structurale des chlorites, calculée sur la base de 28 oxygènes est :

$$(Si_{5,06}\ Al_{2,94})\ (Al_{2,99}\ Fe_{7,82}\ Mn_{0,03}\ Mg_{1,12}\ Na_{0,01})\ (OH)_{16}\ O_{20}.$$

Les chlorites se situent dans le pôle chlorite du diagramme de Velde (1985) (*Fig. 22*) avec des teneurs en chlorite Xc variant de 0,95 à 0,99 %. Sur le diagramme de Hey (1954), les chlorites recouvrent le champ des diabandites, chlorites ferrifères (*Fig. 23*).

Les carbonates : les carbonates sont relativement abondants au sein des albitites sous forme d'ankérite et de calcite (*Fig. 24*).

Les cristaux d'ankérite sont sub-automorphes. Ils se trouvent disséminés et apparaissent à la fois dans la mésostase et dans les grands cristaux feldspathiques. Ils sont souvent associés à des lamelles de chlorite. Ils ont une composition homogène d'ankérite. La calcite en grands cristaux maclés se localise exclusivement au sein de certains types de fentes de tension (type 3, cf *Fig. 17*). C'est une calcite manganésifère (MnO : 2,40 % poids) et férrifère (FeOt : 0,73 % poids).

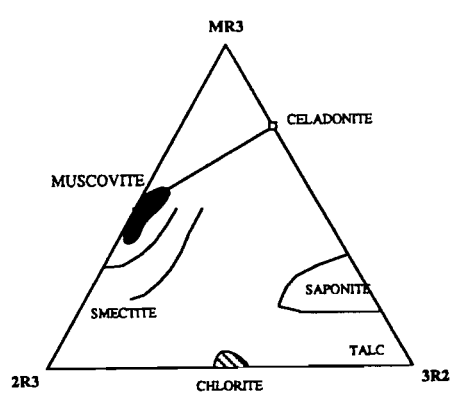


Figure 22 : Composition chimique des muscovites et des chlorites des albitites de Larafella.
$R3 = Fe^{3+} + Al^{3+} + Ti^{4+}$
$M = Na^{+} + K^{+} + 2\ Ca^{2+}$
$R2 = Mg^{2+} + Mn^{2+} + Fe^{2+}$
Selon le diagramme de Velde (1985)

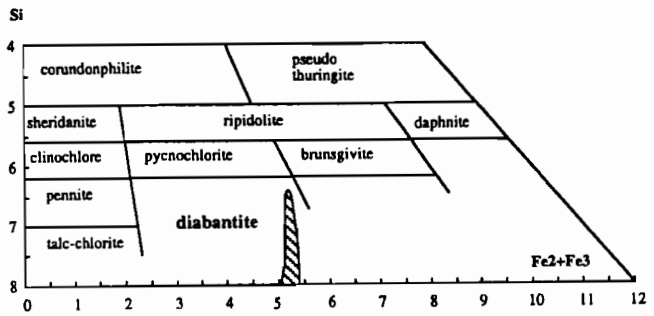


Figure 23 : Diagramme de classification de Hey (1954) pour les chlorites. Celles des albitites de Larafella occupent le champ des diabandites.

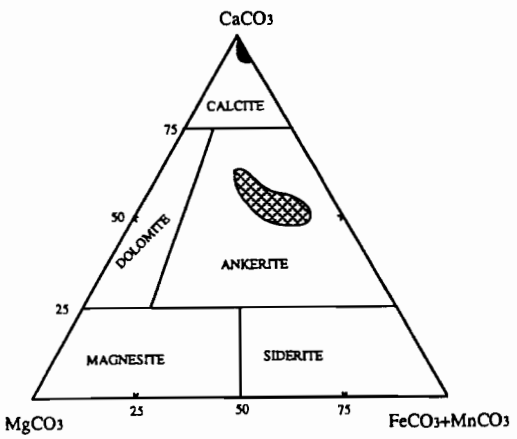


Figure 24 : Composition chimique des carbonates des albitites de Larafella. Ils occupent le champ de l'ankérite et de la calcite

La minéralisation sulfurée et l'or

Représentant 2,50 à 2,80 % de la composition modale de la roche, les sulfures se composent essentiellement de pyrite et d'arsénopyrite. Ils contiennent des inclusions d'albite. Ces sulfures se présentent soit en cristaux isolés soit en amas. Ils sont disséminés dans l'ensemble de la roche se retrouvant notamment au sein de certaines fentes. Ils sont dans l'ensemble sains bien que certains soient plus ou moins oxydés.

- **L'arsénopyrite :** la teneur en arsenic des arsénopyrites est homogène et comprise entre 29 et 33 atome %. Les cristaux ne montrent pas de zonation. Les analyses chimiques ont été représentées sur le diagramme ternaire S-Fe-As de Sharp *et al.*, (1985) dans lequel sont définis trois domaines de coexistence : Arsénopyrite + pyrite, arsénopyrite + pyrrhotite, arsénopyrite + pyrite + pyrrhotite. Elles se situent dans le domaine arsénopyrite + pyrite + pyrrhotite (*Fig. 25*); ce qui est conforme aux observations pétrologiques.

- **La pyrite** : les cristaux de pyrites ont une composition homogène avec des teneurs en soufre comprises entre 66 et 68 atome % et des teneurs en Fe allant de 32 à 33,5 atome %.

Les contacts entre la pyrite et l'arsénopyrite sont francs. Sur certaines plages, la pyrite englobe partiellement ou totalement l'arsénopyrite. Ce qui met en évidence son caractère tardif.

A la différence de l'arsénopyrite, les cristaux de pyrite contiennent fréquemment des inclusions microscopiques xénomorphes de pyrrhotite, de sphalérite, de blende et de chalcopyrite. .

- **L'or natif** : il se trouve sous forme de grains micrométriques, inférieurs à 20 µm, dans l'arsénopyrite et dans les cassures de pyrite (*planche II photos 15 et 16*). Il n'a pas été détecté au sein des sulfures par analyse à la microsonde électronique. L'or a été analysé à partir d'un programme incorporant Bi, Ag, As, Cu, Ni, Co, Fe. Parmi ces éléments, seul l'argent est présent de façon significative. Les teneurs en argent des particules d'or sont élevées et comprises entre 15-17 %.

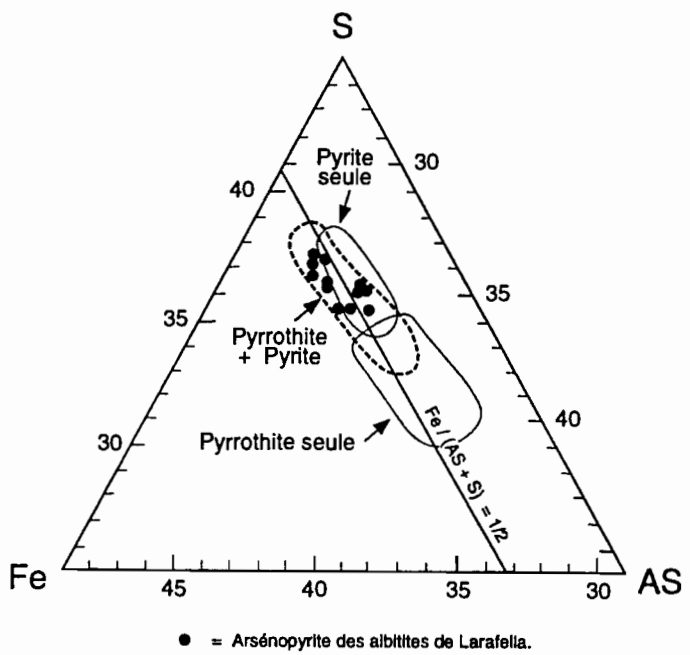


Figure 25 : Diagramme ternaire S-Fe-AS; Composition chimique des arsénopyrites des albitites de Larafella placée dans le diagramme de Sharp *et al.*, (1985).

II.2 - Comparaison de la minéralisation aurifère de Larafella avec celle du filon principal de Poura (filon plaine)

Les caractéristiques des particules d'or de Larafella peuvent être comparées à celles du "filon plaine" de Poura (Sanogo, 1993). Si on considère la minéralisation aurifère du "filon plaine" de Poura, et des albitites de Larafella, on peut distinguer en fonction des teneurs en argent deux groupes de paricules (*Fig. 26*) :

- Le groupe 1, caractérisé par des teneurs en Ag comprises entre 9 et 12 % apparaît dans le quartz du filon plaine de Poura. Il est associé à un quartz microcristallin déformé, à l'arsénopyrite et aux micas blancs paragonitiques. Il correspondrait, selon Sanogo (1993) et Sanogo et Prost (1993) à une première génération aurifère.

- Le groupe 2 est caractérisé par des teneurs en Ag comprises entre 15 et 18 % et comprend la seconde génération du "filon plaine" de Poura (Sanogo, 1993) et l'or de Larafella dont les teneurs en Ag sont comprises entre 15 et 17 % poids. A Poura, cet or est associé à un quartz microcristallin, à pyrite, sphalérite, galène et micas blancs potassiques.

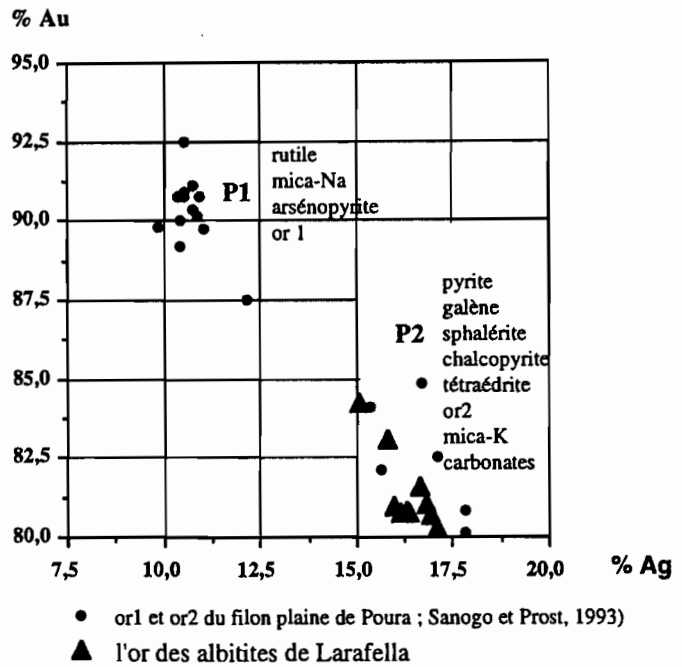


Figure 26 : Comparaison de l'or des albitites de Larafella à ceux du filon principal de Poura (filon plaine)

III - Discussion et conclusions à l'étude de la minéralisation primaire

Les données bibliographiques montrent que les albitites mésothermales sont des roches très répandues se développant dans des contextes géologiques variés, avec des types de gisement et des modes de genèse très différents.

Le contexte géologique

Les albitites peuvent être associées à :

- des serpentinites, des métagabbros et des métabasaltes de série ophiolitique (Martin, 1984; Chapelle *et al.*, 1987; Sun et Vuagnat, 1992; Muszynski et Natkaniec-Nowak, 1992; Béziat *et al.*, 1995);

- des dykes de dolérites recoupant les laves basaltiques (Rose et Bird, 1994);

- des séries métavolcaniques, laves tholeiitiques (Schmidt, 1983), laves, tufs, pyroclastites basiques à intermédiaires (Essalhi *et al.*, 1993; 1995), séries volcaniques felsiques associées à des sédiments volcanoclastiques (Pankka et Vanhanen, 1992), séries calcoalcalines (Couture et Pilote, 1993);

- des séries sédimentaires, grés et grauwackes (Schandl *et al.*, 1994);

- des jadéïtites affleurant au sein de serpentinites tectonisées (Harlow, 1994);

- des porphyres quartzo-feldspathiques (Witt, 1992) et des granites (Demange, 1975; Cathelineau, 1986; Witt, 1988).

Le type de gisement

Les albitites sont décrites comme :

- des filons (dykes et sills) recoupant les autres formations (Martin, 1984; Sun et Vuagnat, 1992; Chapelle *et al.*, 1987; Couture et Pilote, 1993; Muszynski et Natkaniec-Nowak, 1992);

- des assises aux limites tranchées ou progressives contenues dans les formations volcaniques, plutoniques ou sédimentaires (Essalhi *et al.*, 1993, 1995; Schandl *et al.*, 1994; Pankka et Vanhanen, 1992; Witt, 1992; Demange, 1975);

- des assises associées à des zones mylonitiques sécantes sur le dispositif lithologique (Couture et Pilote, 1993). On remarquera que dans le gîte de Francoeur, Rouyn-Noranda, au Québec, les albitites apparaissent à la fois comme des dykes recoupant les andésites et comme une assise au sein d'une zone déformée affectant l'ensemble de la série (Couture et pilote, 1993);

- des ségrégations allongées ou protéiformes d'étendue limitée au coeur des filons de gabbros (Rose et Bird, 1994) et au sein des lentilles de jadéïtites incluses dans les serpentinites (Harlow, 1994), à la limite lithologique entre deux formations (Munz *et al.*, 1994).

Au point de vue génétique

Différents modes de formation sont généralement invoqués. Les albitites résulteraient soit de la fusion partielle d'amphibolite, soit de l'altération métasomatique, soit de la différenciation de magmas gabbroïques, les deux derniers processus étant les plus fréquemment proposés. Ainsi, l'altération méasomatique par des fluides hydrothermaux riches en Na est envisagée par la plupart des auteurs. Ce sont des fluides d'origine profonde (Essalhi *et al.*, 1993, 1995; Munz *et al.*, 1994; Pankka et Vanhanen, 1992; Couture et Pilote, 1993) issus de solutions hydrothermales météoriques (Rose et Bird, 1994; Witt, 1992), et plus rarement d'origine superficielle (eau de mer) (Harlow, 1994). La différenciation magmatique est évoquée par Muszynski et Natkaniec-Nowack (1992), Chapelle et *al.*. (1987) et par Couture et Pilote (1993) pour les albitites en dykes du dépôt de Francoeur 3.

Enfin et surtout dans les séries protérozoïques, les albitites correspondent souvent à des zones d'anomalies aurifères. C'est le cas par exemple des albitites du district de Subury-Wanipiki Lake en Ontario (Schandl *et al.*, 1994), du gisement de Francoeur 3 au Québec (Couture et pilote, 1993), du district de Kuusamo au N-E de la Finlande (Pankka et Vanhanen, 1992), de la région de Bardoc-Kalgoorlie à l'W de l'Australie (Witt, 1992). Cependant, bien que dans ces différents cas la relation spatiale entre l'albitite et l'anomalie aurifère paraisse bien établie, la relation entre le phénomène d'albitisation d'une part et le phénomène de précipitation de l'or d'autre part demeure sujette à controverses.

Cette brève revue bibliographique fait apparaître à la fois la complexité de l'étude des albitites et de l'albitisation ainsi que son intérêt scientifique et économique.

La série du prospect de Larafella est hétérogène avec des formations métavolcanosédimentaires, métabasaltiques et métafelsiques transformées dans les conditions du faciès schiste vert et affectées par une foliation NS à pendage 50° E associée à une déformation progressive à caractère essentiellement plastique avec plusieurs stades de déformation. Cette série a subi une métasomatose sodique généralisée se traduisant dans l'ensemble des formations par des teneurs anormalement élevées en Na_2O (par exemple 1,12 % dans les métabasaltes) et dans deux assises bien limitées au sein des métabasaltes par un phénomène d'albitisation. L'albitisation a conduit à la formation d'une roche à forte texture microgrenue à partir d'une transformation profonde de métabasalte. Elle résulte de l'action d'un fluide riche en Na_2O, CO_2, et S permettant successivement la formation d'albite, la fixation d'une partie du CaO, FeO, et de MnO dans l'ankérite et la précipitation des sulfures.

Postérieurement, les formations encaissantes et les deux assises d'albitites évoluent différemment et parallèlement. Les formations encaissantes sont déformées plastiquement, les surfaces de foliation devenant de plus en plus serrées et évoluant en surfaces de dissolution. alors que quelques fentes de tension, le plus souvent plissées et foliées sont remplies par de la calcite. Les albitites, au contraire sont affectées par des structures fragiles avec successivement des fentes de tension à remplissage d'albite et de quartz des fentes de tension à remplissage d'albite, de quartz et de calcite et des surfaces de fractures à remplissage de chlorite et de muscovite. La déformation des albitites s'accompagne donc de la circulation de fluides riches en Na_2O, SiO_2, CO_2 et enfin K_2O et Au.

L'association spatiale entre les anomalies aurifères et les albitites, non encore signalée dans les formations du Protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest à l'exception de Béziat et *al.*. (1995), a déjà été observée dans d'autres formations protérozoïques (Pankka et Vanhanen, 1992; Witt, 1992; Couture et Pilote, 1993; Schandl *et al.*, 1994 pour les travaux plus récents). Toutefois, la relation génétique entre, d'une part, le phénomène d'altération hydrothermale conduisant à l'albitisation et, d'autre part, la minéralisation aurifère, envisagée par Witt (1992) est réfutée par Schandl et *al.* (1994). Les observations réalisées à Larafella nous conduisent à un

schéma proche de celui de Schandl et *al.* (1994). A Larafella la métasomatose sodique, localement très importante, conduirait à l'individualisation au sein des métabasaltes foliés, de deux assises d'albitites très fortement texturées et initialement astructurées. Au cours de la déformation progressive les albitites compétentes par rapport à leur encaissant ductile auraient un comportement fragile. Elles seraient le siège d'une importante fracturation conduisant à une focalisation des derniers fluides et notamment des fluides aurifères. Les albitites représenteraient des réservoirs des fluides aurifères non du fait de leur composition chimique mais par leur comportement rhéologique au cours des derniers stades de déformation.

CHAPITRE IV:

DIFFERENCIATION PETROLOGIQUE DES PROFILS D'ALTERATION

Après la roche mère, les différents horizons définis à partir de leurs organisations macroscopiques dans les profils d'altération, vont être décryptés à travers une étude pétrologique fine. Ces horizons se regroupent en six ensembles : I) ensemble isaltérite cohérente ou roche faiblement altérée, II) ensemble isaltérite friable, III) ensemble allotérite, IV) ensemble carapace ferrugineuse, V) ensemble cuirasse ferrugineuse, VI) ensemble nodulaire meuble de recouvrement. Les différents faciès de ces horizons sont étudiés aux microscopes à transmission et à réflexion.

L'identification des composantes minéralogiques de chaque faciès est réalisée par diffraction des rayons X. Cette technique a aussi permis d'estimer la proportion relative des différents constituants de chaque horizon. Nous utilisons également les données de la microsonde électronique pour estimer la proportion de chaque espèce minérale dans les plasmas d'altération qui apparaissent en général comme des mélanges de phases. Pour cela nous utilisons la méthode expérimentée par Ambrosi et Nahon (1986). Elle permet d'évaluer les proportions de kaolinite et d'oxy-hydroxydes de fer en tenant compte des éventuelles substitutions, en fer dans les kaolinites, en alumine dans les oxy-hydroxydes de fer. Le taux de substitution en alumine est directement estimé par cette méthode.

I - Différenciation pétrologique du profil d'altération de l'unité basse

Le profil d'altération de l'unité basse montre cinq ensembles bien différenciés : isaltérite cohérente, isaltérite friable, allotérite, carapace ferrugineuse et l'ensemble nodulaire meuble (ou sol).

I.1 - Isaltérite cohérente : de -50 à - 25 m

L'albite est moins "limpide" que dans l'albitite fraîche, mais reste dans l'ensemble intacte. Aussi bien les phénocristaux que les cristaux d'albite de la mésostase sont dépourvus de produits d'altéation supergène identifiables.

L'ankérite est partiellement ou entièrement transformée en oxy-hydroxydes de fer. Dans les fissures, la transformation des carbonates débute par les épontes et progresse vers le coeur. Les gros cristaux de calcite se fragmentent.

La chlorite est décolorée et acquiert une couleur vert jaunâtre en lumière naturelle. A proximité, la goethite déterminée au microscope à lumière refléchie (*planche III photo 1*) semble issue de la ferruginisation de la chlorite. Cette goethite est très peu alumineuse (*Tabl. I*). Elle

renferme des traces de Si et de Al (points 1, 4 et 5) probablement issues de la chlorite, ainsi que des traces de K (points 4 et 5) provenant probablement de la muscovite qui, comme on l'a vu est souvent associée à la chlorite dans les fissures.

Les lamelles de muscovite sont bien conservées et gardent leur teinte vive. Elles peuvent néanmoins présenter de légères exfoliations et montrer des feuillets qui prennent des teintes grises (*planche III photo 1*). L'analyse à la microsonde des plages grises indique une composition chimique qui reste proche de celle de la muscovite saine avec des teneurs en K_2O comprises entre 9 et 11 % (*Tabl. II*).

Tableau I : Isaltérite cohérente; composition chimique (en % d'oxyde) des goethites issues de l'altération des chlorites. m = moyenne, s = écart type

	1	2	3	4	5	6	m	s
SiO_2	1,95	2,06	3,77	9,13	8,20	2,97	4,68	3,17
Al_2O_3	1,37	1,46	3,09	8,17	6,50	1,68	3,71	2,92
Fe_2O_3	68,72	68,54	64,42	58,52	57,78	66,69	64,11	4,87
MnO	0,10	0,18	0,13	0,20	0,08	0,10	0,13	0,05
MgO	0,19	0,14	0,14	0,15	0,24	0,16	0,17	0,04
CaO	0,80	0,85	0,65	0,95	0,82	1,00	0,85	0,12
Na_2O	0,02	0,04	0,04	0,36	0,21	0,13	0,13	0,13
K_2O	0,08	0,08	0,18	1,11	1,29	0,11	0,48	0,56
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,03	0,02	0,04
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0
Total	73,23	73,36	72,42	78,60	75,22	72,87	74,28	

Tableau II : Isaltérite cohérente; composition chimique (en % d'oxyde) des muscovites; m = moyenne; s = écart type

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	m	s
SiO_2	46,12	46,33	46,47	46,77	47,06	47,33	46,27	46,40	47,60	45,27	46,56	0,66
Al_2O_3	35,90	36,02	36,06	35,20	35,47	35,58	36,47	34,48	36,60	35,76	35,75	0,62
Fe_2O_3	0,86	0,82	0,73	1,06	0,59	0,72	0,87	0,77	0,62	1,22	0,82	0,19
MnO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02
MgO	0,41	0,36	0,43	0,54	0,54	0,64	0,36	0,65	0,44	0,36	0,47	0,11
CaO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	0,04	0,00	0,11	0,04	0,05	0,04	0,03
Na_2O	0,45	0,52	0,57	0,33	0,27	0,26	0,45	0,29	0,35	0,35	0,38	0,11
K_2O	10,88	10,89	10,06	11,08	9,75	9,58	10,25	9,49	9,03	10,05	10,10	0,68
TiO_2	0,04	0,08	0,02	0,08	0,08	0,11	0,05	0,05	0,04	0,12	0,07	0,03
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-
Total	94,66	95,03	94,42	95,05	93,83	94,26	94,76	92,27	94,76	93,19	94,22	

Les sulfures (pyrite et arsénopyrite) sont partiellement ou totalement pseudomorphosés par la goethite pour la pyrite et par la scorodite pour l'arsenopyrite. Les plages de goethite, et de scorodite sont parcourues de veinules d'hématite. Ces minéraux ont été identifiés au microscope métallographique. La goethite présente souvent une texture fibroradiée. Les grains d'or préexistant dans les sulfures, restent localisés dans ces plages (*planche III photo 2*). Une partie du fer issu des sulfures migre dans les joints intergranulaires et dans les fissures proches. Dans les fentes, on observe une occupation des joints entre les grains de quartz par le fer pouvant contenir également des particules d'or. Le quartz reste parfaitement intact.

La goethite issue de la pseudomorphose des sulfures est très peu alumineuse avec des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 0,8 et 2 % poids (*Tabl. III*)

Tableau III : Isaltérite cohérente; composition chimique (en % d'oxyde) des goethites de la pseudomorphose des sulfures.

	1	2	3	4	5
SiO_2	0,97	1,55	1,25	0,58	1,39
Al_2O_3	1,97	1,55	1,52	0,83	1,33
Fe_2O_3	68,89	69,66	69,10	70,33	70,51
MnO	0,04	0,02	0,00	0,02	0,00
MgO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04
CaO	0,30	0,14	0,00	0,28	0,22
Na_2O	0,22	0,00	0,00	0,10	0,00
K_2O	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	72,39	72,97	71,89	72,14	73,49

I.2 - L'isaltérite friable : de - 2500 à - 400 ± 50 cm

Les estimations semi-quantitatives effectuées à partir de la surface relative des raies de diffraction des rayons X montrent que l'isaltérite se compose de 48 % de quartz, 40 % de kaolinite, 10 % de muscovite, de traces d'albite et de traces de goethite et d'hématite.

L'organisation micromorphologique de l'isaltérite consiste en une matrice kaolinique grise dans laquelle la structure d'ensemble de la roche mère est parfaitement conservée :

- les filonnets de quartz gardent leur orientation initiale. Le quartz est microfracturé et présente des bordures corrodées ;

- les albites s'altèrent par remplacement pseudomorphique en kaolinites qui forment des accordéons de 200 à 300 µm de dimension principale (*planche III photo 3*). Dans les

phénocristaux d'albite dont on reconnaît les fantômes, les accordéons de kaolinite sont disposés perpendiculairement à l'axe principal de l'albite.

L'ensemble de la matrice kaolinique est non orienté (argilasépique au sens de Brewer, 1964). Cette absence d'orientation indiquerait selon Boulet (1974), que la transformation s'effectue sur place, sans aucun remaniement susceptible d'orienter suivant une direction donnée, les cristallites de kaolinite formées. Parfois, subsistent dans cette matrice kaolinique, des plages relictuelles d'albite. Certaines montrent une orientation cristallographique commune indiquant leur appartenance à un même cristal originel. Par ailleurs, les analyses chimiques réalisées à la microsonde montrent que les kaolinites contiennent encore un peu de Na_2O (0,14 % poids) (*Tabl. IV*) probablement lié au site d'échange.

L'ouverture des feuillets des muscovites s'accentue. La plupart des muscovites perdent leur couleur vive et deviennent gris pâle. La muscovite évolue en kaolinite tout en conservant son aspect phylliteux. Les cristallites de kaolinite sont plus petites que celles issues de l'altération des albites (< 100 µm) et se présentent parfois en éventail. La transformation des muscovites en kaolinite s'effectue en conservant les anciennes fissures à muscovite décrites dans la roche saine. Ceci constitue un argument supplémentaire dans la conservation des volumes au niveau de l'isaltérite. Dans les fissures où la muscovite était préalablement associée à la chlorite, on observe une juxtaposition de kaolinites issues de l'altération des muscovites, avec de la goethite issue de la transformation des chlorites.

Les microanalyses réalisées selon des transects sur des plages de muscovite à teinte vive passant aux plages grises, indiquent une diminution progressive en K_2O. Les formes ultimes (plages grises) ont des compositions de kaolinite même si les teneurs en potassium restent encore fortes, en général supérieures à 2 % (*Fig. 27*). Si elle n'a pas été observée en lame, la gibbsite est sporadiquement présente dans les concentrés de batée de l'isaltérite friable, où elle semble probablement issue de la pseudomorphose de la muscovite tout en gardant l'aspect feuilleté de celle-ci. Elle peut être accolée à des bourgeons d'or, visiblement secondaires. Nous reviendrons sur cette association au chapitre VI.

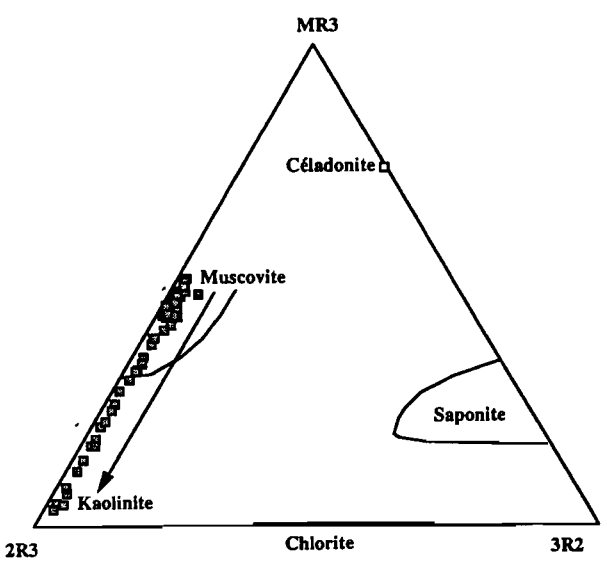


Figure 27 : Isaltérite friable;; diagramme montrant le passage progressif de la muscovite à la kaolinite

$R3 = Fe^{3+} + Al^{3+} + Ti^{4+}$

$M = Na^{+} + K^{+} + 2\,Ca^{2+}$

$R2 = Mg^{2+} + Mn^{2+} + Fe^{2+}$

Selon le diagramme de Velde (1985)

Tableau IV : Isaltérite friable, composition chimique (% d'oxyde) du plasma kaolinique

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	m	s
SiO_2	45,51	47,61	44,51	43,15	49,29	41,89	47,96	43,70	46,50	47,83	45,79	2,43
Al_2O_3	37,08	38,58	35,32	34,70	37,92	33,41	37,01	34,44	36,17	36,47	36,11	1,63
Fe_2O_3	0,33	0,18	0,18	0,13	0,11	0,25	0,12	0,11	0,09	0,23	0,17	0,08
MnO	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02
MgO	0,13	0,08	0,15	0,04	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,08	0,06	0,05
CaO	0,07	0,01	0,07	0,08	0,09	0,05	0,09	0,09	0,04	0,05	0,06	0,02
Na2O	0,23	0,28	0,18	0,12	0,06	0,18	0,04	0,09	0,06	0,14	0,14	0,08
K_2O	2,93	2,82	2,02	1,01	0,58	2,44	0,35	0,79	0,58	1,74	1,52	0,98
TiO_2	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	-
Total	86,36	89,58	82,42	79,23	88,08	78,27	85,59	79,29	83,45	86,57	83,88	

La ferruginisation des chlorites s'intensifie. Cependant, quelques plages relictuelles conservent un léger pléochroïsme dans le gris.

Les carbonates sont complètement altérés et ne subsistent que sous forme de fantôme de couleur rouille. Certains sont dissous et laissent vacants des vides fissuraux ou sub-losangiques aux parois parfois tapissées d'un liseré de carbonates (héritage ou précipitation ?).

Les sulfures ont tous été oxydés et acquièrent pour la plupart une texture en box-work. Au sein de l'isaltérite friable, les concentrations ferrugineuses sont toujours associées aux chlorites et aux sulfures à partir desquels elles diffusent en imprégnant la matrice kaolinique proximale qui devient jaune brunâtre. Mais l'or est libéré et est récupérable par batée.

La porosité est importante. Elle est constituée essentiellement de fissures à bords diffus, résultant de la dissolution des carbonates et des vides laissés par les sulfures dans le système de box-work. A cela s'ajoutent de nombreux petits pores micrométriques, sub-circulaires, à contours diffus, présents dans la matrice kaolinique.

I.3 - L'allotérite : de - 400 ± 50 à - 280 ± 25 cm

L'allotérite se compose de 45 % de quartz, de 46 % de kaolinite, 4 % de muscovite, 5 % de goethite et des traces d'hématite (estimation par DRX).

A l'échelle de l'affleurement, l'allotérite apparaît comme un horizon argileux compact brunâtre dans lequel subsistent des volumes blanchâtres d'isaltérite sous-jacente. Les filonnets de quartz conservent les mêmes directions que dans l'isaltérite. Il y a donc conservation des volumes à cette échelle.

Au microscope, cet horizon montre deux domaines : un domaine à structure de roche mère conservée (structure isaltéritique) et un domaine dans lequel cette structure parentale est effacée (*Fig. 28*). Le passage entre les deux domaines est progressif.

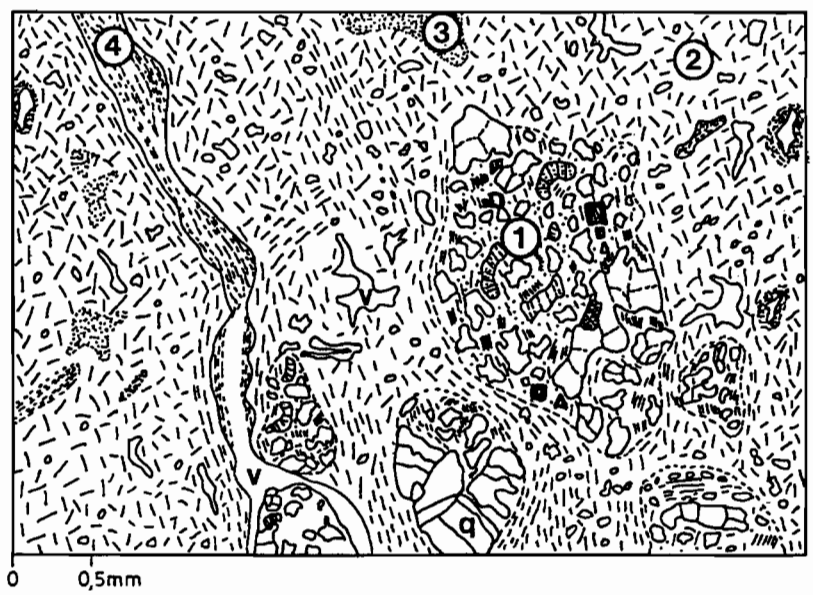


Figure 28 : Unité basse; Organisation micromorphologique de l'allotérite
(1) domaine à structures parentales conservées, (2) fond matriciel pédoturbé,
(3) plage rouge goethitique, (4) produits cutaniques, (q) quartz, (V) vide

Le fond matriciel à structures de roche mère conservées est du même type que dans l'isaltérite à savoir, un fond matriciel d'altération à grandes plages de kaolinite, dans lequel les filonnets de quartz maintiennent leur architecture parentale.

Le fond matriciel pédoturbé se développe aux dépens du fond matriciel à structure isaltéritique en le réorganisant. La kaolinite est de taille plus réduite, inférieure à 80 µm (une seconde génération ?). Les filonnets de quartz sont décalés et les grains de quartz disloqués et redistribués dans la matrice kaolinique, traduisant ainsi une modification des structures à l'échelle microscopique. Les grains de quartz sont fortement cariés.

Il se développe un domaine plasmique orienté dans une ou plusieurs directions (masépique ou omnisépique), où s'individualisent des plages rouges goethitiques et qui incluent quelques fines lamelles de muscovite à faible biréfringence.

La composition chimique des kaolinites du domaine pédoturbé montre que celles-ci sont entièrement dépourvues de sodium et de potassium contrairement aux kaolinites du fond

matriciel isaltéritique qui en contiennent en traces (*Tabl. V*). Les calculs normatifs indiquent un excédent de silicium dans les kaolinites du fond matriciel pédoturbé. Il correspond soit à l'incorporation du fer dans la kaolinite, soit à de la silice libre (Ambrosi, 1984; Ambrosi et Nahon, 1986). Il faut envisager la présence de la silice libre justifiable par l'absence du fer. Le pourcentage en moles de SiO_2 libre varie entre 6 et 10 %.

Tableau V : Allotérite; Composition chimique (en % d'oxyde) des kaolinites du domaine pédoturbé

	1	2	3	4	5	m	s
SiO_2	48,16	49,47	49,90	47,85	49,20	48,92	0,87
Al_2O_3	38,01	38,02	38,79	37,91	38,16	38,18	0,35
Fe_2O_3	0,30	0,23	0,26	0,18	0,21	0,24	0,05
MnO	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-
Na_2O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	-
K_2O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	-
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	-
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-
Total	86,00	87,00	88,00	85,00	87,00	86,60	

Composition minéralogique en %

Kaol	100	100	100	100	100	100

% moles de SiO_2 libre

	7	9,6	8,50	6,80	8,8	8,2

Dans le fond matriciel pédoturbé, se forment des dépôts cutaniques de type argile-ferrane dans les fissures et dans les vacuoles. Le même type de revêtement est noté entre les grains de quartz du fond matriciel d'altération accompagnant la dissolution du bord de ces quartz.

L'analyse à la microsonde électronique effectuée sur les cutanes du bord vers le centre des vides, donne des teneurs de plus en plus élevées en Fe_2O_3 et inversement, des teneurs de plus en plus faibles en Al_2O_3. Ces produits contiennent un excédent de silicium correspondant à de la silice libre, à des teneurs pouvant atteindre 20 moles % de SiO_2. Par ailleurs, le produit cutanique est riche en TiO_2 dont les teneurs atteignent 1,21 % (*Tabl. VI*).

Le domaine poral : la porosité est plus importante que dans l'isaltérite friable. Elle est du même type, bien que certains pores soient en cours de colmatage par les revêtements argile-

ferrane. En revanche la microporosité qui se développe au sein du fond matriciel pédoturbé compense largement ces fermetures.

Tableau VI : Allotérite; Composition chimique (% d'oxyde) des produits cutaniques (transect du bord (1) vers l'intérieur d'une fissure)
Goeth = goethite; Hém = hématite

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	43,87	41,74	38,84	33,75	33,03	31,88	31,73
Al_2O_3	32,54	28,03	29,09	25,53	24,79	23,73	23,13
Fe_2O_3	2,07	6,15	7,99	16,01	16,43	19,45	20,08
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00
MgO	0,37	0,37	0,44	0,34	0,35	0,30	0,35
CaO	0,24	0,23	0,25	0,37	0,18	0,18	0,22
Na_2O	0,21	0,09	0,07	0,03	0,07	0,05	0,09
K_2O	1,16	0,76	0,69	0,50	0,67	0,63	0,58
TiO_2	0,86	0,57	1,21	0,42	0,62	0,68	0,65
Cr_2O_3	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00
Total	81,35	77,95	78,56	76,96	76,20	76,96	76,83

Composition minéralogique en % moles

Kaol	100	100	93	68	66	60	60
Goet	-	-	7	32	34	40	40

Moles % de SiO_2

12,7	21	12	11	11,7	12,4	14,2

I.4 - La carapace ferrugineuse : de - 280 à - 40 ± 15 cm

Elle est de plus en plus cohérente vers le sommet. On y distingue deux sous horizons :

- La carapace ferrugineuse inférieure (- 380 à - 150 cm) **:** sa composition minéralogique estimée par DRX donne 40 % de quartz, 35 % de kaolinite, 4 % de muscovite, 17 % de goethite et 4 % d'hématite.

Dans la carapace ferrugineuse inférieure, subsistent des domaines à structures de roche mère conservées contenant des reliques de filonnets de quartz. Le quartz est corrodé et jauni.
On note une ferruginisation généralisée correspondant à une amplification du phénomène décrit dans l'allotérite. Toutes les fissures et pores ainsi que les joints entre les grains de quartz sont

remplis par des revêtements ferro-manganésifères. Les plages d'oxydes de manganèse se présentent sous forme de micronodules (*planche III photo 4*) ou de gerbes. Les analyses à la microsonde montrent qu'elles sont toujours associées au cérium reparti de manière hétérogène, dont les teneurs variables, peuvent atteindre 4,4 % poids (*Tabl. VII*). Les analyses révèlent également la présence d'or à des teneurs significatives comprises entre 0,08 et 0,6 % poids.

Tableau VII : Base de la carapace ferrugineuse;
composition chimique (en % poids) des produits manganésifères.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Mn	38,98	33,09	37,24	41,33	40,82	0,77	45,76	46,93	41,90	37,68	25,65
Al	3,86	4,97	4,17	1,24	1,36	2,73	3,22	2,93	3,72	8,25	23,24
Fe	2,96	9,25	5,04	3,86	4,76	48,41	0,00	0,00	1,97	1,52	1,44
Au	0,43	0,09	0,21	0,08	0,50	0,09	0,43	0,43	0,58	0,28	0,25
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	0,20	0,29	0,31	0,55	0,67	0,99	0,27	0,14	0,11	0,21	0,06
S	0,03	0,03	0,19	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,07	0,00	0,01
Ce	3,72	3,11	3,25	3,96	4,43	0,00	4,59	5,78	3,84	3,39	2,15
Total	50,17	50,84	50,41	51,03	52,53	53,03	54,27	56,23	52,19	51,33	52,79

La matrice kaolinique est envahie par un plasma orangé à jaune, goethitique, à surimposition manganésifère noire. Par endroit se distinguent des ségrégations diffuses hématitiques sous forme de glébules lie de vin à rouge noir, de taille micrométrique et anastomosés entre eux. Ce phénomène est décrit par Ambrosi (1984) dans le profil de Diouga au nord du Burkina Faso. Il a montré que cette évolution vers le domaine hématitique est progressive et s'effectuait aux dépens des kaolinites.

De rares îlots plasmiques apparaissent moins ferruginisés, avec ça et là des papules rouge orangé disposées dans une matrice brun clair à prédominance de kaolinite.

L'analyse microchimique ainsi que la composition minéralogique normative des différents plasmas montrent que le domaine kaolinique brun clair est constitué de 96 % de kaolinite et de 4 % de goethite non substituée. Le plasma goethitique orangé est constitué de 25 % de kaolinite et de 75 % de goethite non substituée. Les micronodules d'hématite sont composés de 3 % de kaolinite et de 97 % d'hématite non substituée (*Tabl. VIII*). On note au sein de ces trois plasmas, un excédent de silicium correspondant vraisemblablement à de la silice libre héritée de l'horizon sous-jacent. Les valeurs correspondantes en moles % de SiO_2 sont respectivement de 7,5 pour le plasma kaolinique, 7,4 pour le plasma goethitique et de 5,8 pour les micronodules d'hématite.

Tableau VIII : Base de la carapace ferrugineuse; compositions chimiques moyennes des plasmas (1) kaolinique (2) goethitique(3) et des micronodules d'hématite;

n = nombre de points d'analyse.

	1		2		3	
n	8		10		8	
	m	s	m	s	m	s
SiO_2	41,48	4,50	19,83	4,12	1,74	0,39
Al_2O_3	32,63	4,56	15,61	2,98	0,64	0,23
Fe_2O_3	5,37	3,74	43,71	8,15	79,93	2,02
MnO	0,22	0,48	0,23	0,13	0,32	0,09
MgO	0,14	0,13	0,16	0,07	0,01	0,01
CaO	0,10	0,11	0,13	0,05	0,06	0,02
Na_2O	0,09	0,05	0,09	0,03	0,06	0,02
K_2O	0,75	0,64	0,36	0,09	0,02	0,03
TiO_2	0,35	0,40	0,18	0,01	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	81,13		80,31		82,78	

	1	2	3
n	8	10	8

Composition miléralogique en %

Kaol	96	25	3
Goet	4	75	-
Hém	-	-	97

Moles % de SiO_2 libre

7,5	7,4	5,8

- **La carapace ferrugineuse supérieure** (à partir de - 150 cm environ) : elle se compose de 42 % de quartz, 29 % de kaolinite, 24 % de goethite, 5 % d'hématite et des traces de muscovite (estimation par DRX). Elle est donc moins riche en kaolinite et plus riche en goethite et en hématite que la carapace basale.

Dans la carapace supérieure apparaissent des nodules ferrugineux individualisés dans une matrice argilo-ferrugineuse plus cohérente, jaune à rouge orangé goethitique (*Fig. 29*).

Figure 29 : Unité basse; Organisation micromorphologique de la carapace ferrugineuse supérieure; (1) domaine hématitique des nodules, (2) domaine goethitique intra et internodulaire, (3) matrice rouge orangé à goethite et kaolinite, (4) matrice jaune à kaolinite et goéthite (moins abondante que 3), (5) domaine matriciel deferruginisé brun clair à kaolinite dominante.

Des domaines de fond matriciel déferruginisé de couleur brun clair recoupent l'ensemble (nodules et domaine internodulaire). Ils se composent de très fines kaolinites (< 50 µm), de nombreux grains de quartz ainsi que de rares papules ferrugineuses rougeâtres, décolorées, à contour diffus.

Deux types de nodules ferrugineux se forment à partir des imprégnations ferrugineuses décrites dans l'horizon précédent : des nodules lithorelictuels et des nodules pédorelictuels. Signalons que le terme lithorelictuel ne correspond pas ici aux nodules à structure fine et schisteuse de Leprun (1979) ou Muller (1981), mais à des volumes nodulaires présentant la morphologie de la roche mère (filonnets de quartz etc...). Ce sont les nodules lithomorphes de Beauvais (1988). De même, les nodules pédoturbés, correspondent à la nodulation de la matrice pédoturbée. Ce sont ceux désignés sous l'appellation de nodules argilomorphes par Beauvais (1988).

- Les nodules lithorelictuels rappellent la structure de l'albitite. Ils sont riches en reliques de filonnets de quartz. Ils renferment des kaolinites ferruginisées et des lamelles de muscovite ˆ teinte parfois vive.

- Les nodules pédorelictuels présentent la morphologie de la matrice pédoturbée, dans lesquels les grains de quartz sont de taille plus réduite (< 100 µm) et répartis de façon homogène.

Ces deux types de nodules sont à contour irrégulier, à cerne goethitique peu marqué ou absente. Leur coeur est à dominance jaune orangé goethitique. Il comporte localement des plages rouge à rouge noir hématitiques mal différenciées.

Les microanalyses réalisées sur les différents plasmas de la carapace ferrugineuse supérieure, permettent d'estimer les proportions des différentes phases minéralogiques (*Tabl. IX*).

Tableau IX : Carapace supérieure; compositions chimiques moyennes (1) des goethites des cernes périnodulaires, (2) des domaines argilo-ferrugineux internodulaires, (3) des kaolinites des nodules, (4) des plasmas goethitiques (5) et hématitiques des nodules.

	1		2		3		4		5	
n	6		10		6		11		10	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO_2	20,30	3,11	24,09	6,34	44,08	1,31	14,82	1,23	8,93	6,31
Al_2O_3	18,14	1,95	21,45	4,47	36,42	3,42	14,84	3,11	5,15	5,9
Fe_2O_3	41,78	4,25	33,25	5,67	4,53	1,68	49,80	4,65	66,46	7,68
MnO	0,05	0,15	0,14	0,04	0,09	1,13	0,05	0,12	0,22	0,14
CaO	0,08	0,02	0,00	0,00	0,18	0,06	0,06	0,03	0,06	0,04
MgO	0,21	0,02	0,14	0,07	0,18	0,15	0,09	0,03	0,03	0,04
Na_2O	0,11	0,03	0,33	0,16	0,06	0,02	0,41	0,10	0,05	0,06
K_2O	0,58	0,03	1,48	0,99	0,67	0,10	0,71	0,24	0,19	0,21
TiO_2	0,22	0,05	0,30	0,08	0,20	0,28	0,16	0,30	0,31	0,36
Cr_2O_3	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,03
Total	81,51		81,18		86,43		81,05		81,42	

Composition minéralogique en %

Kaolinite	24	32	91	16	16
Goethite	76	68	9	84	
Hématite					84

Taux de substitution en % moles

AlO(OH)(G)	3,2	4,4		6,6	
Al_2O_3 (Hém)	-	-		-	
SiO_2 libre			3		3,2

Le domaine argilo-ferrugineux internodulaire est constitué de 32 % de kaolinite et de 68 % de goethite substituée à 4,40 moles % de AlO(OH). Les cernes périnodulaires sont constitués de 24 % de kaolinite et de 76 % de goethite alumineuse avec un taux de substitution de 3 moles % de AlO(OH). Le plasma goethitique intranodulaire est constitué de 16 % de kaolinite et de 84 % de goethite substituée à 7 moles % de AlO(OH). Le plasma rouge noir intranodulaire est constitué de 16 % de kaolinite comportant 3 moles % de SiO_2 libre et de 84 % d'hématite non substituée.

Mis à part la texture, aucune différenciation chimique n'a été notée entre les nodules lithorelictuels et les nodules pédorelictuels.

I.5 - Le sol : de - 40 ± 15 à 0 cm

Les résultats de diffraction des rayons X montrent que l'ensemble nodulaire meuble ou sol est composé de 39 % de quartz, 26 % de kaolinite, 20 % de goethite, 12 % d'hématite et des traces de muscovite.

Tableau X : Sol; compositions chimiques moyennes (1) des goethites secondaires (2) des goethites des cernes périnidulaires(3) des plasmas goethitiques et (4) hématitiques des nodules.

	1		2		3		4	
n	8		7		10		10	
	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO_2	3,21	0,47	15,70	7,09	6,37	6,32	2,39	1,61
Al_2O_3	4,32	1,58	16,14	6,82	13,04	3,54	4,89	4,33
Fe_2O_3	69,71	2,98	43,87	6,87	56,87	2,21	68,37	5,3
MnO	0,05	0,04	0,00	0,08	0,07	0,16	0,13	0,11
MgO	0,02	0,05	0,08	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03
CaO	0,02	0,02	0,08	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03
Na_2O	0,00	0,00	0,06	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02
K_2O	0,01	0,02	0,21	0,01	0,17	0,06	0,00	0,06
TiO_2	0,05	0,10	0,15	0,07	0,05	0,06	0,15	0,21
Cr_2O_3	0,01	0,02	0,12	0,07	0,45	0,00	0,10	0,01
Total	77,40		76,41		77,11		76,13	

Composition minéralogique en %

Kaolinite	3	18	6	4
Goethite	97	82	94	
Hématite				96

Taux de substitution en % moles

AlO(OH)(Go)	3,4	9	17,4	
Al2O3 (Hém)				6,1

Comme dans l'ensemble carapace, on retrouve les nodules lithorelictuels et pédorelictuels. Ils baignent dans un plasma sablo-argileux clair, comparable au domaine brun clair de la carapace et dans lequel le quartz prédomine. Dans le sol, les nodules sont bien individualisés. Ils sont arrondis et présentent des cortex goethitiques plus développés que dans

la carapace (*Fig. 30*). Leur coeur est brun noir à noir et montre souvent, dans les vacuoles et les fissures, des revêtements de goethite tardive. A fort grossissement, la goethite tardive est formée d'un ensemble de petits cristaux de goethite (de l'ordre du micron) disposés perpendiculairement aux parois des vides.

Les cernes périnodulaires sont constitués de 18 % de kaolinite et de 82 % de goethite substituée à 9 moles % de AlO(OH). Les nodules présentent deux types de plasma : goethitique et hématitique. Le plasma intranodulaire goethitique est constitué de 6 % de kaolinite et de 94 % de goethite substituée à 17 moles % de AlO(OH). Le plasma intranodulaire hématitique est constitué de 4 % de kaolinite et de 96 % d'hématite substituée à 6 moles % de Al_2O_3. La goethite tardive est substituée à 3 moles % de AlO(OH) (*Tabl. X*).

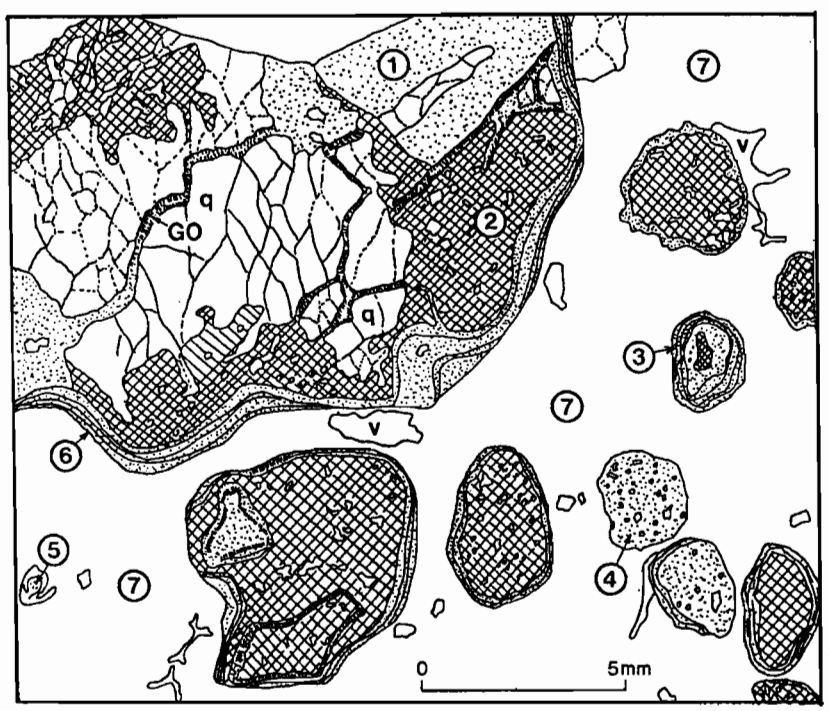


Figure 30 : Organisation micromorphologique de l'ensemble nodulaire meuble ou sol supérieure; (1) domaine goethitique de nodules lithorelictuels; (2) domaine hémathitique de nodules lithorelictuels; (3) nodule pédorelictuel à cortex goethitique; (4) nodule pédorelictuel sans cortex; (5) racine; (6) cortex goethitique; (7) plasma sablo-argileux clair à quartz prédominant, (Go) goethite tardive, (q) quartz

I.6 - Résumé et discussion sur l'étude pétrologique du profil d'altération de l'unité basse

L'étude pétrologique du profil d'altération de l'unité basse permet de dégager les principaux faits suivants (*Fig. 31*) :

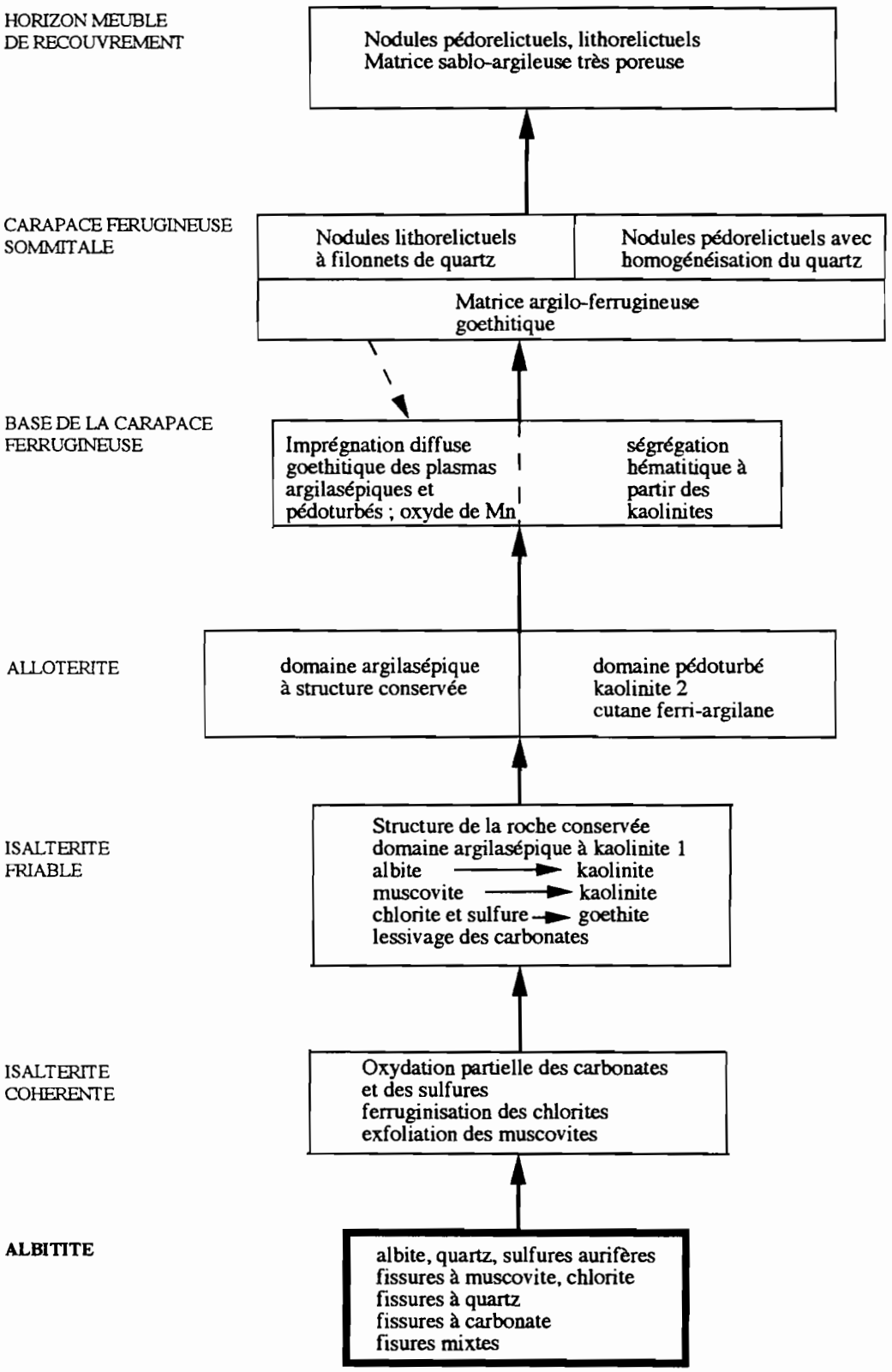


Figure 31 : Résumé de l'évolution pétrologique du profil d'altération de l'unité basse

- **A partir de -50 m** de profondeur environ, la roche mère subit un début d'altération supergène marquée par l'oxydation des sulfures et des chlorites, la transformation des carbonates et par l'exfoliation des muscovites. A ce stade, l'or reste localisé dans les plages de goethite résultant de la pseudomorphose des sulfures.

- **Dans l'isaltérite friable**, l'albite est transformée en kaolinite en générant un plasma à caractère pseudomorphique renfermant des grosses kaolinites (kaolinite 1) qui se présentent souvent en accordéons.

La muscovite s'altère partiellement en kaolinite (kaolinite 1). La transformation de ce minéral, réputé résistant, en kaolinite et ou gibbsite a déjà été décrite dans les profils latéritiques de Côte d'Ivoire (Boulangé, 1984), de Guyane française (Fritsh, 1984), du Gabon (Edou-Minko, 1988).

Les carbonates sont dissous en donnant des vides.

L'altération de la chlorite conduit à la formation de goethite non substituée. Un système de box-work se développe à partir des sulfures oxydés. Il ne semble pas y avoir d'apport extérieur de fer.

Les particules d'or sont libérées de la gangue goethitique et sont récupérables par batée.

- **Dans l'allotérite** : la structure originelle de la roche tend à s'effacer. Il en résulte une réorganisation du fond matriciel isaltéritique caractérisé par des orientations plasmiques et la formation d'un fond matriciel de pédoturbation essentiellement kaolinique (kaolinite 2 ?). Cette kaolinite est associée à de la silice libre. Les filonnets de quartz sont décalés. Des revêtements ferri-argilane accompagnés de la silice libre, apparaissent. Dans cet horizon, le quartz est fortement corrodé. On note un début d'imprégnation du plasma argileux par les oxydes de fer à partir des fissures.

- **Dans la carapace ferrugineuse** : il se produit une ferruginisation de l'altéroplasma et du pédoplasma. Le fer s'accumule sous forme de goethite. Cette goethite n'est pas substituée. Elle est accompagnée de la précipitation d'oxyde de manganèse associée au cérium et à l'or probablement secondaire. La présence d'oxyde de manganèse traduit un certain confinement caractérisé par un micro-milieu plus basique au contact allotérite-carapace, par rapport au sommet de la carapace. Une autre voie de ferruginisation est caractérisée par les ségrégations hématitiques.

Vers le sommet, la ferruginisation entraîne l'induration progressive de la roche et la formation d'une carapace dans laquelle s'individualisent des nodules. La goethite prédomine sur l'hématite. La goethite intranodulaire est légèrement plus substituée (7 moles % de AlO(OH)) que celle des cernes nodulaires (3 moles % de AlO(OH)) et de la matrice argilo-ferrugineuse (4 moles % de AlO(OH)). L'hématite n'est pas substituée. Elle reste associée à 16 % de kaolinite associée à 3 moles % de silice libre.

- **Dans le sol** : les nodules sont plus arrondis et regroupent tous les fonds matriciels précédents. Les taux de substitution en alumine sont supérieurs à ceux notés dans la base de la

carapace. Comme dans la carapace, le domaine goethitique intranodulaire est plus alumineux (17 moles % de AlO(OH)) que le cerne (9 moles % de AlO(OH)). Les domaines hématitiques sont substitués à 6 moles % de Al_2O_3.

Le profil de l'unité basse a subi une altération croissante à partir de la roche mère jusqu'en surface (*Fig. 32*) : kaolinitisation suivie d'une ferruginisation. La goethite est de plus en plus substituée par l'aluminium à partir de la base de la carapace ferrugineuse.

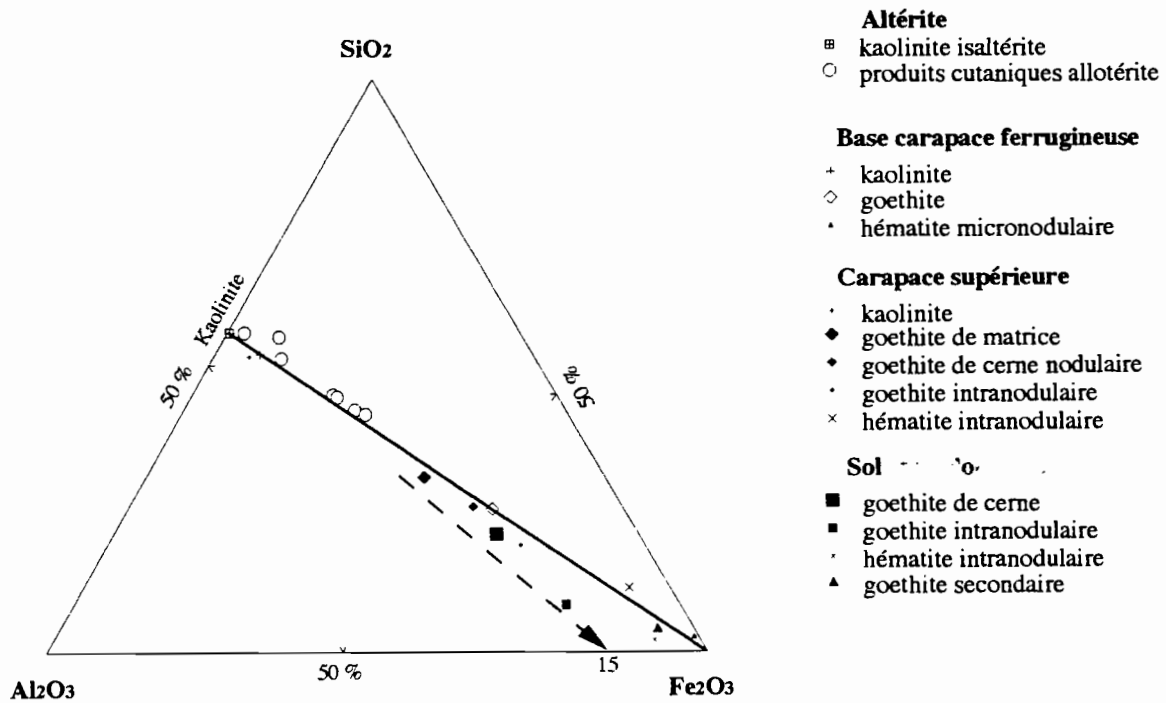


Figure 32 : Evolution géochimique des faciès d'altérations de l'unité basse; de l'isaltérite friable au sol

La muscovite reste encore assez abondante dans l'isaltérite friable (10 %). On la retrouve en trace tout au long du profil. Toutefois la transformation de ce minéral en kaolinite débute dès l'isaltérite friable. Sa présence tout au long du profil s'explique plus par son abondance dans la roche mère que par le degré d'évolution du profil.

Les ensembles d'altération sont riches en quartz. Les teneurs sont comprises entre 39 et 48 %. Le quartz, fortement corrodé dans l'allotérite subit une ferruginisation dans la carapace.

Les teneurs en goethite et en hématite augmentent avec 24 % de goethite dans la carapace, contre des traces dans l'isaltérite. L'horizon nodulaire meuble est le plus riche en hématite (12 %).

Les structures de la roche parentale sont conservées en grand jusqu'à la moitié de la carapace ferrugineuse. Au microscope, les volumes sont déjà partiellement modifiés dans l'allotérite (décalage des filonnets de quartz). En plus, dans la carapace ferrugineuse, nous n'avons pas observé de continuité dans les alignements quartzeux entre les nodules et la matrice

internodulaire. On peut envisager des processus de tassement affectant l'allotérite et la carapace ferrugineuse avec maintien en grand de l'orientation des filons de quartz (échelle macroscopique).

Dans les derniers centimètres de la carapace et dans le sol, les filons de quartz sont fracturés par effet de fauchage, comme décrit par Leprun (1979) et Freyssinet (1991). Les blocs de quartz ainsi libérés sont dispersés sur quelques mètres dans le sol.

Les études pétrologiques corroborent les observations de terrain. Dans l'ensemble, les matériaux du profil de l'unité basse sont directement hérités de la roche sous jacente. Toutefois, on note un faible remaniement de la partie sommitale. Aussi, verrons nous au chapitre VI que ce processus est tracé par la dispersion de l'or particulaire en surface.

II - Différenciation pétrologique des profils de l'unité moyenne et supérieure

Nous allons suivre successivement les profils d'altération à cuirasse ferrugineuse bien développée des unités géomorphologiques moyenne et supérieure qui, comme nous l'avons noté dans le chapitre II, se sont développés en dehors de la zone minéralisée (quelques centaines de mètres). Au sein de ces profils, les roches mères ne sont pas recoupées par les sondages. L'étude pétrologique va de l'isaltérite à la cuirasse sommitale démantelée.

II.1 - Différenciation pétrologique du profil d'altération de l'unité moyenne

II.1.1 - L'isaltérite friable : de - 1350 à - 1225 ± 35 cm

La composition minéralogique de l'isaltérite du profil de l'unité moyenne est évaluée par DRX à 64 % de kaolinite, 27 % de goethite, 4 % d'hématite et 5 % de quartz.

L'observation microscopique permet de distinguer deux types de domaine : de larges domaines, dans lesquels la structure parentale de la roche mère est préservée et des domaines restreints où la structure originelle est partiellement effacée (*Fig. 33*).

- **Le domaine à structure de roche mère conservée** : la schistosité de la roche mère est préservée. Des kaolinites s'y trouvent en général, orientées suivant la schistosité. Elles se présentent soit en grandes plages de 100 à 150 µm soit sous forme de mosaïques de petites

kaolinites enchevêtrées les unes aux autres sans orientation définie. Les kaolinites sont parfois associées à des reliques de muscovites. La présence, non négligeable, de potassium (3%) et de sodium (1 %) dans ces kaolinites, témoigne d'un héritage chimique ou minéralogique des minéraux parentaux dont elles sont issues (*Tabl. XI*). Les calculs normatifs indiquent un excédent de silice dans le plama kaolinique (8,43 moles % de SiO_2). Quelques grains de quartz de petite taille (< 50 µm) sont également présents, alignés selon la schistosité.

La porosité est importante. Elle est liée à la structuration initiale de la roche. Il s'agit de fissures dues à l'ouverture des plans de schistosité et de diaclase. Ces fissures sont localement colmatées d'oxy-hydroxydes de fer à partir desquelles, ils imprègnent progressivement la matrice kaolinique, ce qui lui confère sa coloration brunâtre.

L'examen des plages d'oxy-hydroxydes de fer au fort grossissement sous microscope métallographique montre qu'elles sont essentiellement constituées de goethite à laquelle se surimpose de l'hématite.

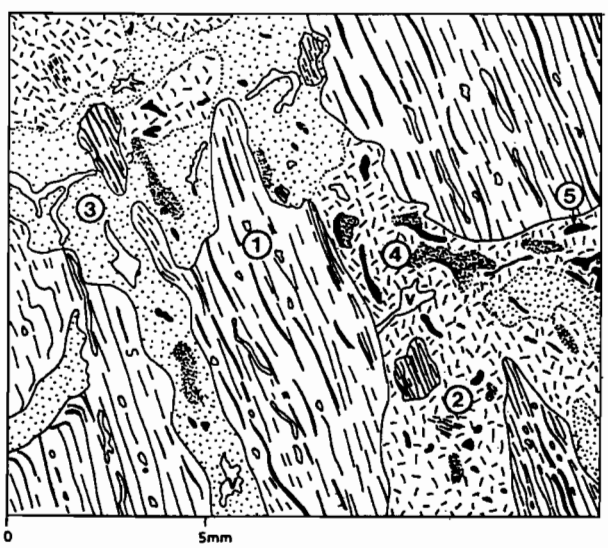


Figure 33 : Unité moyenne; Organisation micromorphologique de l'isaltérite friable;
(1) structures de roche mère conservées (schistosité), (2) et (3) domaines à structures effacées (plus poussé dans 3), (4) papule goethitique, (5) papule hématitique

- **Le domaine à structure de roche partiellement effacée** : il correspond aux taches brun clair et brun jaune décrites en macroscopie. On devine une schistosité discrète. Ce domaine est constitué d'un plasma argilo-ferrugineux finement agrégé qui contient des papules noires hématitiques et rouges goethitiques, renfermant des striations qui rappellent le fond matriciel schisteux. A fort grossissement, les kaolinites montrent fréquemment des vides de dissolution et sont imprégnées par la goethite à partir des espaces interfoliaires. Les plages brun

clair correspondent aux domaines où la matrice kaolinique est moins ferruginisée. On note de rares petits grains de quartz dispersés sans orientation particulière dans la matrice.

La porosité est importante et est essentiellement vacuolaire.

Tableau XI : Isaltérite; composition chimique du plasma kaolinique

	1	2	3	4	m	s
SiO_2	41,53	44,53	42,28	41,51	42,46	1,47
Al_2O_3	32,75	33,13	33,50	32,73	33,02	0,36
Fe_2O_3	9,66	9,23	10,41	9,64	9,73	0,49
MnO	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,01
MgO	0,07	0,26	0,28	0,05	0,17	0,12
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	1,91	0,90	0,95	0,60	1,09	0,56
K_2O	1,76	6,80	1,88	1,74	3,05	2,50
TiO_2	0,03	0,02	0,04	0,01	0,03	0,01
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	87,73	94,91	89,37	86,30	89,58	-

Composition minéralogique en %

Kaol	91	97	89	91	92	3,46
Hém	9	3	11	9	8	3,46
Goeth	-	-	-	-	-	

% moles de SiO_2

	7,2	12,5	6,8	7,2	8,4	2,7

II.1.2 - L'allotérite : de - 1225 ± 35 à - 1040 ± 25 cm

L'allotérite est constituée de 58 % de kaolinite, 34 % de goethite, 4 % d'hématite et 4 % de quartz (DRX).

Dans cet horizon, les processus de pédoturbation entamés dans l'isaltérite supérieure s'amplifient. La structure schisteuse n'est conservée que dans des domaines de plus en plus restreints. L'allotérite est formée d'une matrice argilo-ferrugineuse rouge-jaune à blanche dans laquelle s'individualisent des volumes pseudonodulaires rouge orangé et rouge brunâtre. Les pseudonodules sont soit des reliques du plasma schisteux (volumes rouge brunâtre) soit des papules rouge orangé. Ils sont goethitiques, en général de forme allongée.

La texture micromorphologique est bimasépique et s'organise autour des pseudonodules, des pores et des grains de quartz .

La présence, dans le plasma argilo-ferrugineux, de grains de quartz isolés, mais ayant une extinction commune, rend compte de l'importance des processus de dissolution qui les affectent sans perturbation des orientations originelles.

Des produits cutaniques ferri-argilane rouges, noirs ou jaunes se déposent fréquemment sur les parois des fissures. La porosité bien marquée, est représentée par des vacuoles d'environ 400 µm de diamètre et par des fissures.

II.1.3 - La carapace nodulaire : de - 1040 ± 25 à - 790 ± 35 cm

La composition minéralogique de la base de la carapace est estimée à : 44 % de kaolinite, 38 % de goethite, 8 % d'hématite, 10 % de quartz (DRX).

La carapace se caractérise par une matrice argilo-ferrugineuse emballant des éléments de formes et de compositions variées (*Fig. 34*).

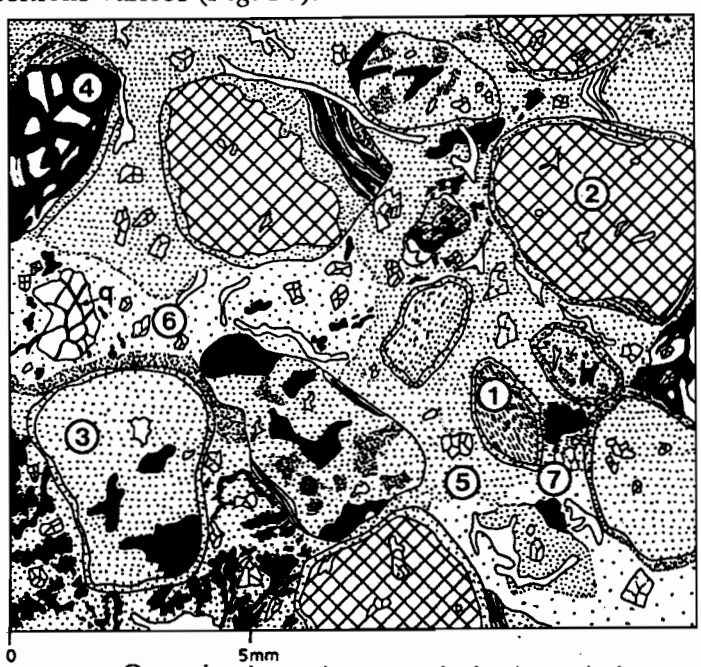


Figure 34 : Unité moyenne; Organisation micromorphologique de la carapace ferrugineuse; (1) débris de schiste ferruginisé, (2) domaine hématitique intranodulaire, (3) domaine goethitique intranodulaire, (4) nodule hématitique à gibbsite, (5) matrice argilo-ferrugineuse, (6) matrice argilo-ferrugineuse à kaolinite dominante, (7) domaine matriciel hématitique, (q) quartz.

- Le quartz et la matrice argilo-ferrugineuse

Le quartz est plus abondant dans la carapace que dans l'allotérite (10 %) et se trouve préférentiellement dans la matrice argilo-ferrugineuse, les nodules n'en contenant pratiquement pas. La taille des grains peut atteindre 500 µm. Ils sont corrodés et sont souvent isolés de la

matrice par des vides de dissolution. La présence de grains de quartz séparés par la matrice argilo-ferrugineuse, mais gardant la même orientation cristallographique, indique que la matrice s'est développée *in situ* au dépens du quartz.

La matrice internodulaire est de plus en plus indurée vers le sommet . Les résultats de diffraction des rayons X, montrent que la carapace supérieure est constituée de 34 % de kaolinite, 44 % goethite, 14 % d'hématite, et 8 % de quartz. La matrice est agrégée, de couleur rouge, à dominance de goethite avec des domaines diffus, noir, hématitiques.

Les analyses microchimiques indiquent que les domaines goethitiques de la matrice sont constitués en moyenne de 68 % de goethite substituée à 2 % de moles de AlO(OH) et de 32 % de kaolinite.

A partir de la matrice argilo-ferrugineuse rouge, s'individualisent des domaines jaunâtres clairs bimasépiques, moins ferrugineux. Ces domaines sont constitués en moyenne de 92 % de kaolinite et d'un mélange mal différencié de goethite et d'hématite.

La matrice est parcourue de nombreuses vacuoles et chenaux millimétriques à centimétriques souvent affectés par des remplissages cutaniques ferri-argilanes (*Fig. 34*).

- Les nodules ferrugineux et les éléments de bauxite

En plus du quartz, quatre types d'éléments sont emballés par la matrice argilo-ferrugineuse : des éléments de schiste altéré, des nodules argilomorphes, des nodules hématitiques à cortex complexe et des éléments de bauxite.

* Les éléments de schiste sont ferruginisés (nodules lithorelictuels) à dominance hématitique en général allongés, ovoïdes ou sub-rectangulaires. Ils sont cernés d'une trame jaune brunâtre goethitique peu développée. Les domaines hématitiques sont constitués en moyenne de 87 % d'hématite non substituée et de 13 % de kaolinite associée à un excédent de 1,61 % moles de SiO_2 (*Tabl. XII*). Leur bord irrégulier et dentelé est cerné d'une mince trame jaunâtre constituée d'environ 55 % de goethite.

* Les nodules argilomorphes sont peu différenciés et sont constitués d'un mélange de goethite et d'hématite associées à des kaolinites de petite taille. Au microscope à lumière réfléchie et à fort grossissement on parvient à différencier la goethite de l'hématite et il ressort que ces nodules sont plus goethitiques qu'hématitiques.

Les plamas goethitiques des nodules argilomorphes (pédorelictuels) sont constitués de 75 % de goethite non substituée et de 25 % de kaolinite en association avec 14,5 moles % de silice excédentaire. Dans certains nodules argilomorphes riches en kaolinite, celle-ci est partiellement dissoute et il se forme de la gibbsite qui cristallise dans les géodes ou dans les microfissures, perpendiculairement aux parois. Les excédents de silice notés dans les nodules de la carapace ferrugineuse sont trop importants pour correspondre à l'incorporation du fer dans

la kaolinite. Ils sont le fait de la présence de la silice libre liée à la dissolution des kaolinites qui est fréquente dans ce horizon.

Tableau XII : Carapace ferrugineuse; compositions chimiques moyennes des plasma de :
(1) matrice goethitique (2) nodules lithorelictuels (3) nodules pédorelictuels
(4) nodules noirs à gibbsite dans les géodes (5) pisolite de gibbsite claire.

	1		2		3		4		5	
n	10		8		8		6		6	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO_2	27,12	6,08	8,98	2,62	22,08	1,67	9,52	2,93	1,36	0,58
Al_2O_3	23,56	6,10	7,51	3,24	16,05	2,14	10,71	2,88	72,08	0,96
Fe_2O_3	37,72	14,49	79,27	6,42	48,99	2,11	68,12	5,03	6,23	1,37
MnO	0,11	0,12	0,26	0,23	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,00
MgO	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0	0,03	0,03	0,04	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0,00	0,11	0,34
Na_2O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0,00	0,03	0,00
K_2O	0,08	0,13	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0,00	0,09	0,01
TiO_2	0,63	0,26	0,39	0,11	0,41	0,19	5,72	1,09	8,00	1,95
Cr_2O_3	0,03	0,01	0,32	0,29	0,25	0,24	0,14	0,26	0,03	0,01
Total	89,01		96,38		87,61		94,20		87,97	

Composition minéralogique en %

Kaol	32	13	25	15	
Goeth	68	-	75		
Hém	-	87	-	85	

Taux de substitution en % moles

SiO_2 libre		1,6	14,5		
AlOOH(Go)	2				
Al_2O_3 (Hém)				5,8	

* Des nodules ferrugineux à cortex multiples et sécants et plus développés que celui des nodules précédents, sont présents. Ils apparaissent à partir de la moitié supérieure de de la carapace. Ce sont des nodules à coeur très hématitique, vacuolaire, très pauvre en quartz. Leur cortex est formé d'une alternance de goethite et d'hématite. Des veinules de goethite parcourent les plages hématitiques du coeur. Certains de ces nodules montrent un contour discontinu (*planche III photo 5*).

* Des éléments de bauxite. Ils sont également décelés à partir de la moitié supérieure de l'horizon alors qu'ils n'apparaissaient que vers le sommet de la cuirasse dans la description macroscopique. Leur taille peut atteindre 5 cm. Deux faciès sont observés :

(1) un faciès à nodules très ferruginisés, hématitiques, rouge très foncé, presque totalement opaques, dans les parties centrales desquels se trouvent des îlots de gibbsite. Ce sont des cristallites de gibbsite de taille pouvant atteindre 200 µm, assemblés de façon quelconque. Cette gibbsite présente souvent des vides probablement de dissolution. Le plasma ferrugineux pénètre dans les vides et entre les cristaux. Les fragments de bauxite sont ferruginisés de façon centripète par formation d'un plasma hématitique aux dépens d'un cristalliplasma gibbsitique. L'analyse à la microsonde électronique du plasma ferrugineux montre que celui-ci est peu alumineux (10,71 % de Al_2O_3), très enrichi en TiO_2 avec une teneur moyenne de 5,72 % (*Tabl.XII*).

(2) un faciès clair constitué de nombreux pisolites millimétriques baignant dans un plasma constitué de boehmite, de gibbsite et de traces d'hématite. Les pisolites sont constitués d'un noyau sphérique sombre de boehmite et d'hématite avec des septas à cristallites de gibbsite. Autour du noyau s'organisent des alternances d'une frange claire gibbsitique et d'une frange sombre ferri-gibbsitane (*planche III photo 6*). L'analyse à la microsonde électronique montre que les franges claires sont constituées en moyenne de 73 % de Al_2O_3, 6 % de Fe_2O_3, 8 % de TiO_2 (*Tabl. XII*). Les franges sombres et le noyau ont des teneurs en Fe_2O_3 variant entre 15 et 40 % et des teneurs en TiO_2 comprises entre 0,3 et 3 %.

II.1.4 - La cuirasse ferrugineuse : de - 790 ± 35 à 0 cm

La cuirasse ferrugineuse se subdivise en trois sous ensembles de degré d'induration différent :

- de - 790 ± 35 à - 390 ± 15 cm : une partie basale, correspondant à la transition avec la carapace sous-jacente et dans laquelle la matrice est assez friable. Sa composition minéralogique estimée par la diffraction de rayons X est : 28 % de kaolinite, 45 % de goethite, 15 % d'hématite et 12 % de quartz.

- de - 390 ± 15 à - 24 cm : une partie médiane cohérente, dans laquelle la matrice argilo-ferrugineuse est relativement peu abondante. Cette cuirasse est constituée de 22 % de kaolinite, 51 % goethite, 18 % d'hématite et 9 % de quartz.

- de - 24 à 0 cm : cuirasse sommitale démantelée constituée de 30 % de kaolinite, 30 % de goethite, 20 % d'hématite et 20 % de quartz. Tous ces sous ensembles renferment des traces de gibbsite. Il faut signaler que les analyses ne tiennent pas compte des éléments de bauxite et des nodules ferrugineux grossiers (> 2 cm) éliminés lors du quartage.

Dans la cuirasse ferrugineuse, on retrouve comme dans la carapace, des éléments de schiste altéré, des nodules argilomorphes, des nodules riches en quartz, des nodules très hématitiques à cortex sécant et des éléments de bauxite emballés dans la matrice argilo-ferrugineuse.

- **La matrice argilo-ferrugineuse** est de couleur jaune orangé, localement rouge brun. L'organisation texturale est bimasépique. Elle contient du quartz en taille et en quantité légèrement plus importantes que dans la carapace (DRX). La taille des grains peut atteindre 5 mm au microscope. Le quartz est fragmenté et fortement dissous. Parfois, des grains relictuels conservent une orientation commune.

Le fond matriciel jaune orangé se développe aux dépens du fond matriciel rouge observé dans la carapace et dont la proportion diminue vers le sommet du profil.Le calcul normatif effectué à partir des analyses de la microsonde électronique donne pour le fond matriciel jaune orangé, une composition de 27 % de kaolinite et 73 % de goethite substituée à 19 % moles de AlO(OH) (*Tabl. XIII*). Il est donc plus alumineux que le fond matriciel rouge qui présente la même composition que dans la carapace.

Il faut signaler également la présence de la gibbsite cristallisée dans les vides et fissures de la matrice argilo-ferrugineuse. Cette génération de gibbsite est liée soit à une accumulation d'aluminium issue des fragments de bauxite présents dans la cuirasse, soit ˆ la dissolution de la kaolinite.

- **Les nodules ferrugineux et les éléments de bauxite**

* L'évolution du fond matriciel s'accompagne de la formation de nodules riches en quartz se développant à partir du domaine argilo-ferrugineux rouge renfermant beaucoup de quartz. Ces nodules sont essentiellement goethitiques. Leur contour est irrégulier, en général sans cerne.

* Les éléments de schiste altéré (nodules lithorelictuels) et les nodules argilomorphes : leur taille s'amenuise et leur forme s'arrondit. Ils montrent des cernes plus développés que dans la carapace. Ils présentent de nombreuses vacuoles dans lesquelles cristallise parfois de la gibbsite. Les débris de schiste sont constitués de 3 % de kaolinite et 97% d'hématite très alumineuse avec un taux moyen de substitution équivalent à 15 % moles de Al_2O_3. Les nodules argilomorphes sont constitués de 84 % de goethite faiblement substituée avec 1 % moles de AlO(OH), et de 16 % de kaolinite. Les nodules argilomorphes de la cuirasse sont plus riches en goethite que ceux de la carapace.

* Les nodules ferrugineux à cortex sécant : comme noté précédemment, ils ont été décelés à partir du milieu de la carapace. Bien qu'une étude détaillée de leur distribution verticale n'ait pas été faite, ils sont plus abondants dans la cuirasse.

* Les éléments de bauxite : Ils sont également plus abondants dans la cuirasse que dans la moitié supérieure de la carapace et correspondent aux deux types déjà décrits : des nodules très ferruginisés, hématitiques, rouge très foncé, presque opaques, dans lesquels se trouvent des plages de gibbsite. Ce sont également des éléments de bauxite claire à pisolites de gibbsite particulièrement abondants dans la cuirasse sommitale démantelée.

Tableau XIII : Cuirasse nodulaire; composition chimiques moyennes
(1) matrice argilo-ferrugineuse, (2) domaine nodulaire hématitique,
(3) goethitique, (4) goethite secondaire

n	1 8 m	s	2 8 m	s	3 6 m	s	4 6 m	s
SiO_2	24,08	1,25	2,04	1,04	18,07	1,63	1,02	0,06
A_2O_3	26,00	1,78	10,12	2,03	15,69	2,71	3,06	0,33
Fe_2O_3	35,68	4,09	71,28	1,75	61,35	5,79	81,81	0,48
MnO	0,02	0,02	0,33	0,20	0,03	0,01	0,00	0,00
MgO	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,21	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO_2	2,01	2,19	0,00	0,00	0,35	0,40	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,26	0,66	0,01	0,00	0,01	0,01
Total	87,69		82,88		95,51		85,22	

Composition minéralogique en %

Kaolinite	27	3	16	1
Goethite	73	-	84	99
Hématite	-	97	-	-

Taux de substitution en % moles

AlO(OH) Go	19,58		0,54	4,05
Al2O3 Hém		15,58		

II.1.5 - Résumé de l'étude pétrologique de l'unité moyenne

La *figure 35* synthétise l'étude pétrologique du profil de l'unité moyenne.

Il ressort une discontinuité au sein de la carapace ferrugineuse. Cette discontinuité se traduit par l'apparition des éléments de bauxite et des nodules ferrugineux très hématitiques, à cortex développé et sécant, parfois discontinu. Ils apparaissent à partir de la partie médiane de la carapace et sont de plus en plus abondant vers le sommet du profil.

Au point de vue minéralogique : le quartz est peu représenté dans le profil comparativement à celui de l'unité basse. Cependant, les pourcentages doublent pratiquement

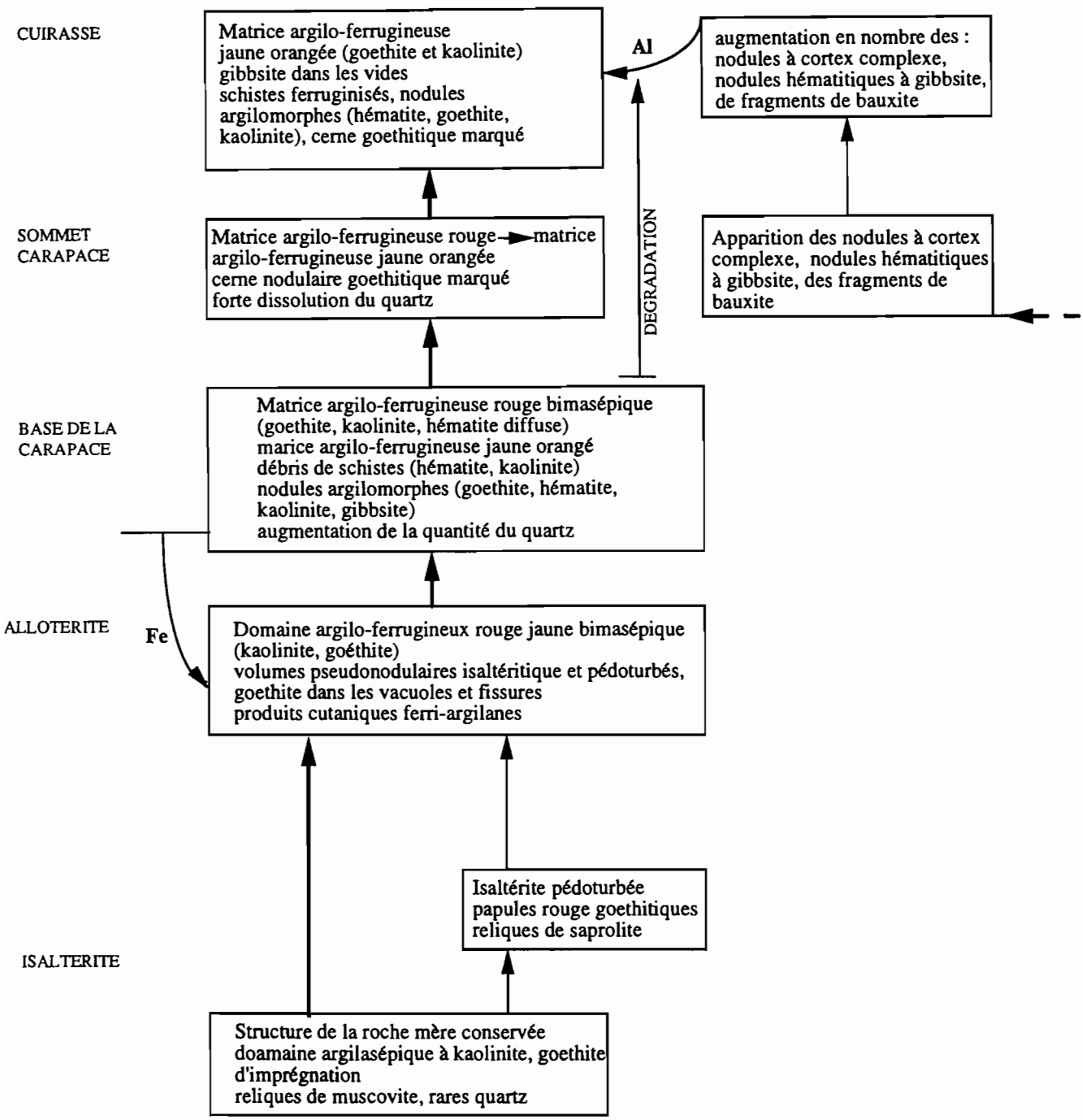


Figure 35 : Résumé de l'évolution pétrologique du profil de l'unité moyenne

entre l'allotérite (4 %) et la carapace ferrugineuse (10 %), domaine d'apparition des fragments de bauxite. Les teneurs en quartz atteignent 20 % dans la cuirasse sommitale.

Les pourcentages de goethite et d'hématite augmentent de la base au sommet du profil avec un maximum au niveau de la cuirasse (hématite + goethite = 69 %). Dans tous les échantillons, la teneur en goethite est plus élevée que celle de l'hématite. Leur pourcentage, s'il est moins élevé dans l'isaltérite et l'allotérite (27 et 34 % de goethite), reste néanmoins important et traduit l'importance de l'accumulation de fer à la base du profil. L'hématite reste encore peu différenciée à ce niveau.

Le pourcentage de la kaolinite plus élevé dans l'isaltérite (64 %), baisse progressivement vers le sommet du profil avec 22 % dans la partie médiane de la cuirasse.

La gibbsite est décelée en trace* par diffraction de rayons X à partir de la carapace.

L'évolution pétrologique du profil se caractérise (*Fig. 36*) par :

- à la base du profil par une kaolinitisation des minéraux parentaux (feldspaths et muscovite) suivie d'une accumulation de goethite dans les vides;

- une goethitisation et hématitisation de plus en plus poussée de la carapace à la cuirasse;

- La tendance actuelle dans les horizons indurés est la dégradation des nodules avec une réorganisation du fond matriciel.

Les taux de substitution sont plus élevés dans la matrice que dans les nodules. Ainsi, au niveau de la carapace, les goethites de la matrice ont un taux de substitution moyen de 2 % d'AlO(OH) tandis que les nodules ne sont pas substitués et contiennent de la silice libre avec une moyenne importante de 14 % moles dans les nodules argilomorphes. Dans la cuirasse, la matrice goethitique est substituée à environ 19 % d'AlO(OH) alors que les domaines nodulaires goethitiques ne le sont pas.
Par contre les domaines hématitiques des nodules lithorelictuels sont fortement substitués avec une moyenne de 15 % moles de Al_2O_3.

Le diagramme ternaire SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 (*Fig. 36*) montre un déplacement successif et parallèle vers le pôle Al des points figuratifs représentant les différents plasmas. Les plasmas de l'horizon de carapace sont plus proches de la droite de la kaolinite. On note néanmoins un léger déplacement. La matrice goethitique et les nodules hématitiques de la cuirasse sont par contre plus décalés vers le pôle Al_2O_3. Le passage est progressif pour la matrice goethitique. Ces résultats indiquent que l'existence d'une phase Al_2O_3 indépendante, plus que l'augmentation du taux de substitution du fer par l'alumine, caractérise l'évolution des horizons ferrugineux. En effet si le décalage vers le pôle Al_2O_3 était uniquement du aux substitutions du fer par l'aluminium dans les oxyhy-droxydes de fer, les points seraient alors alignés selon la droite passant par le pôle kaolinite.

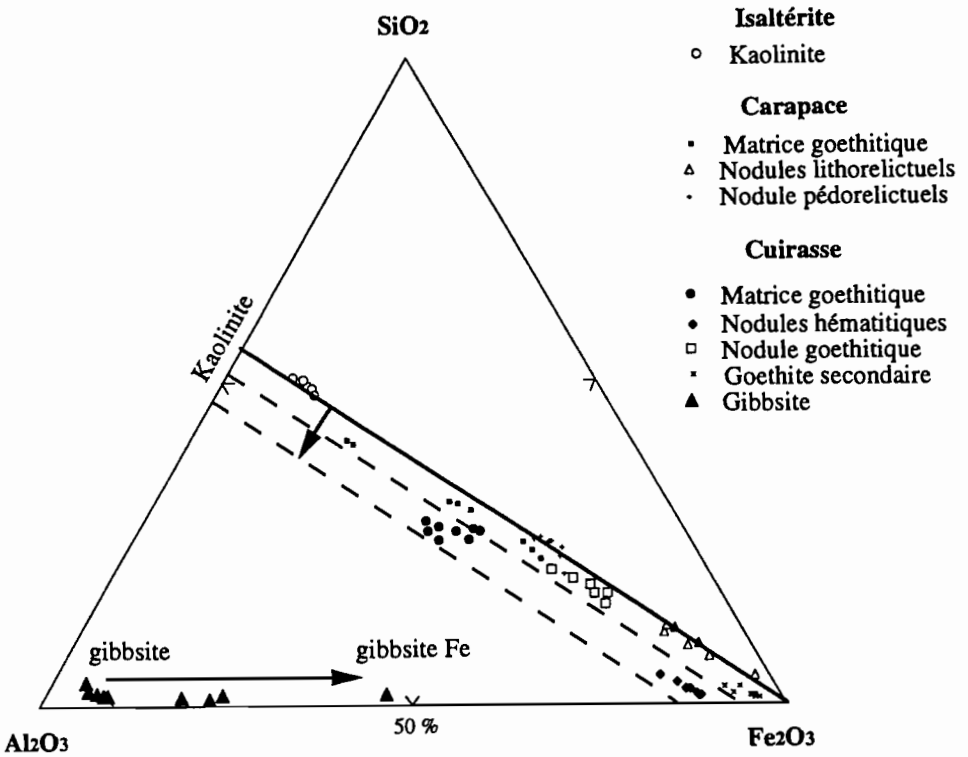


Figure 36 : Evolution géochimique des différents faciès d'altération du profil de l'unité moyenne

II.2 - Différenciation pétrologique du profil d'altération de l'unité supérieure

II.2.1 - L'isaltérite friable : de - 1252 à - 1100 ± 25 cm

Les estimations semi-quantitatives réalisées à partir des surfaces des pics de diffraction des rayons X donnent pour l'isaltérite : 56 % de kaolinite, 19 % de quartz, 19 % d'illite, 5 % de goethite et des traces de feldspaths et d'hématite.

La structure originelle de la roche est parfaitement conservée. Elle est finement schistosée et est formée d'une alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits phylliteux *(Fig. 37)*.

La taille moyenne des grains de quartz est de 150 µm. Les grains sont allongés suivant la schistosité et présentent des bordures corrodées. On observe encore des reliques de feldspaths.

Les lits phylliteux sont constitués de kaolinite et d'illite. La kaolinite se présente en éventail d'environ 100 µm constitué de feuillets alternant gris et jaune p‰le. Comme dans l'unité moyenne, ces kaolinites sont en partie issues de l'altération de la muscovite dont des

reliques se conservent avec des teneurs en potassium assez élevées pouvant atteindre jusqu'^ 5,52 % (*Tabl. XIV*).

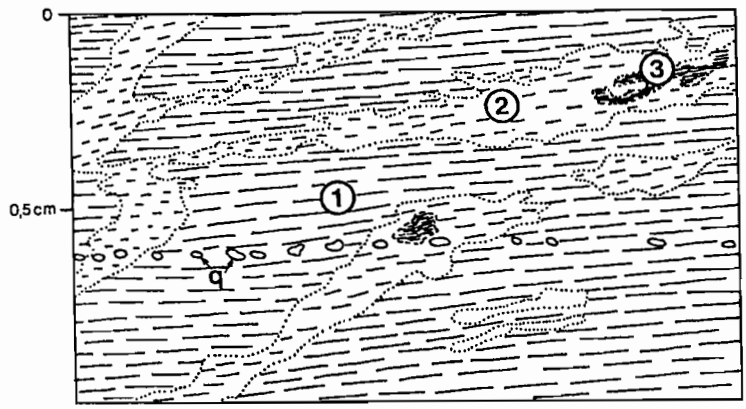


Figure 37 : Organisation micromorphologique de l'isaltérite friable
(1) fond matriciel à kaolinite et illite et à imprégnation diffuse brunâtre de goethite
(2) fond matriciel décoloré (deferruginisé), (3) concentration locale de goethite, (q) quartz

L'ensemble de l'isaltérite est affecté d'une imprégnation diffuse brunâtre de goethite qui ne masque pas pour autant l'altéroplasma. Ceci témoigne d'une teneur initiale en fer dans la roche mère ou d'une alimentation par le haut, permettant l'imprégnation. On note localement des recoupements par des lits millimétriques discordants à la schistosité. Ces lits sont décolorés et correspondent vraisemblablement à un départ postérieur du fer.

Tableau XIV : Altérite; composition chimique du plasma kaolinique de l'isaltérite à structures de roche mère conservée et des produits cutaniques de l'allotérite

	Domaine à structure conservée		**Produits cutaniques**					
	1	2	1	2	3	4	5	6
SiO_2	34,92	32,05	30,89	26,89	30,06	30,46	30,69	32,57
Al_2O_3	28,18	27,24	25,69	25,02	25,26	26,73	26,05	26,72
Fe_2O_3	4,08	3,97	10,36	9,35	15,06	14,67	9,48	15,31
MnO	0,00	0,00	0,07	0,03	0,09	0,10	0,00	0,08
MgO	0,45	0,38	0,30	0,22	0,17	0,17	0,22	0,18
CaO	0,12	0,07	0,22	0,18	0,19	0,16	0,17	0,14
Na_2O	0,15	0,15	0,10	0,10	0,06	0,08	0,07	0,12
K_2O	5,52	4,17	0,63	0,64	0,46	0,44	0,79	0,51
TiO_2	0,12	0,19	0,40	0,42	0,83	1,53	0,55	1,08
Cr_2O_3	0,00	0,03	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	73,54	68,24	68,71	62,85	72,18	74,35	68,02	76,71

II.2.2 - L'allotérite : de - 1100 ± 25 à - 965 ± 10 cm

L'allotérite de l'unité supérieure est constitué de 52 % de kaolinite, 24 % de quartz, 14 % d'illite, 11 % de goethite et des traces d'hématite (DRX).

La structure de la roche est profondément modifiée. La schistosité n'est visible que très localement. Les lits quartzeux sont perturbés et les grains de quartz aléatoirement répartis dans le fond matriciel. Celui-ci présente des orientations préférentielles selon deux directions privilégiées (orientation bimasépique) (*Fig. 38*). Ces orientations sont discontinues et localisent grossièrement des volumes d'isaltérite, des volumes rouge brun et des vacuoles.

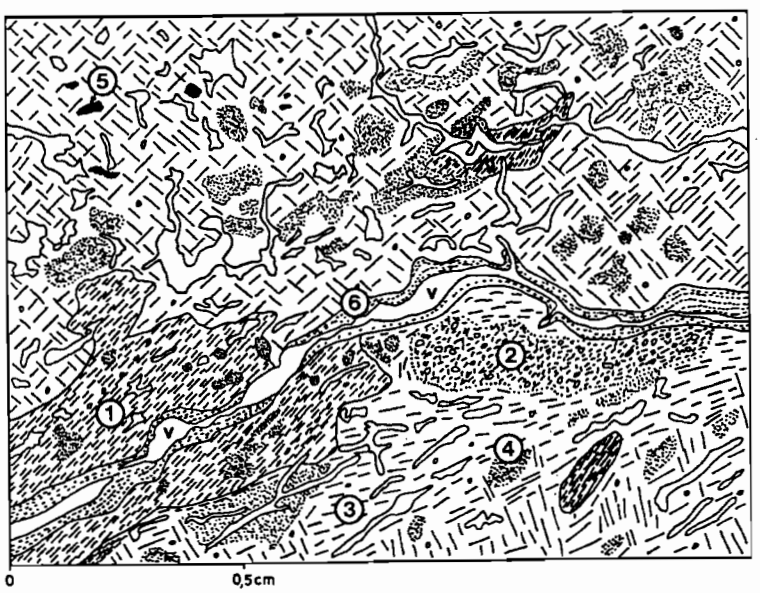


Figure 38 : Organisation micromorphologique de l'allotérite
(1) domaine à schistosité conservée, (2) début de la pédoturbation, (3) fond matriciel fortement pédoturbé bimasépique, (4) concentration locale de goethite, (5) hématite, (6) produits cutaniques, (v) vide.

L'allotérite est marqué par de nombreux vacuoles et tubules. La largeur des tubules atteint 0,6 mm. Ils sont souvent revêtus de produits cutaniques argile-ferrane rouges ou jaunes. La composition chimique des produits cutaniques, si elle est assez constante en Al_2O_3 (25 à 26,72 %), montre des teneurs variables en Fe_2O_3 comprises entre 9 et 15 % (*Tabl. XIV*).

II.2.3 - La carapace ferrugineuse : de - 965 ± 10 à - 705 cm.

La composition minéralogique de la partie basale de la carapace est : 50 % de kaolinite, 26 % de quartz, 20 % de goethite, et 4 % d'hématite. Vers le sommet, elle est légèrement plus ferrugineuse avec 50 % de kaolinite, 27 % de goethite, 17 % de quartz, et 6 % d'hématite (DRX).

La matrice argilo-ferrugineuse et le quartz :

L'orientation bimasépique se généralise dans la matrice argilo-ferrugineuse. Le domaine argilo-ferrugineux jaune orangé se développe aux dépens du domaine brun rouge en gardant l'orientation bimasépique. Cette évolution s'accompagne de l'individualisation de volumes sub-circulaires pseudonodulaires à plasma isaltéritique et à plasma pédoturbé.

Le quartz est fortement dissous et montre des golfes de corrosion envahis par la goethite.

Cette matrice argilo-ferrugineuse présente une importante porosité formée par des vacuoles sub-circulaires dont les diamètres sont compris entre 0,28 mm et 1 mm. Certaines semblent issues de la dissolution complète du quartz.

Les nodules ferrugineux :

Plusieurs types de nodules se localisent dans la matrice argilo-ferrugineuse dont des nodules rappelant les structures de l'isaltérite et de l'allotérite, ainsi que des nodules noirs.

* Les nodules à structure d'isaltérite et d'allotérite sont représentés par :

- des débris de schistes ferruginisés de forme allongée ou ovoïde;
- des nodules argilomorphes de forme irrégulière;
- des nodules mixtes de forme irrégulière présentant des plages à structure d'isaltérite et des plages à matrice pédoturbée.

Tous ces nodules sont pauvres en quartz par rapport au domaine internodulaire. Leur coeur est rouge goethitique, tacheté de noir. Ils montrent des cernes brun rouge ou jaune orangé très festonnés. Ce sont des nodules riches en kaolinites à partir desquelles se développe une ségrégation diffuse d'hématite qui s'anastomose pour donner des plages noires hématitiques à limites diffuses.

* Les nodules noirs :

Aux nodules précédents, s'ajoutent d'autres types de nodule dont la configuration ne rappelle ni la structure isaltéritique ni le fond matriciel pédoturbé. Ce sont :

- des nodules de forme arrondie, à coeur très noir en lumière naturelle, presque totalement opaque et sans quartz. Ces nodules essentiellement hématitiques, sont parcourus de nombreuses fissures et vacuoles souvent revêtus de goethite secondaire. Leur cerne très développé est constitué d'une alternance de goethite et d'hématite.
- des nodules à coeur noir présentant des cristallites de gibbsite localisées préférentiellement dans la partie la plus interne. Ils sont de forme irrégulière ou sub-arrondie à cerne peu marqué, rouge noir.

Les cortex de ces deux derniers types de nodules ne sont pas en continuité avec le fond matriciel immédiat avec lequel la limite est franche.

Les microanalyses réalisées à la sonde sont reportées dans le *tableau XV*. La matrice argilo-ferrugineuse brun rouge est constituée de 37 % de kaolinite et de 63 % de goethite substituée à 8,5 moles % de AlO(OH). Le domaine nodulaire goethitique est constitué en moyenne de 2 % de kaolinite et de 98 % de goethite substituée à 10 moles % de AlO(OH). Le domaine nodulaire hématitique est constitué de 3 % de kaolinite et de 97 % d'hématite substituée à 1,5 moles % de Al_2O_3. Au sein de la carapace, les plasmas goethitiques sont plus alumineux que les plasmas hématitiques.

Tableau XV : Carapace; composition chimiques moyenne des : (1) matrice argilo-ferrugineuse, (2) domaine nodulaire goethitique, (3) hématitique

n	1 7 m	s	2 10 m	s	3 6 m	s
SiO_2	26,45	8,54	1,83	4,13	1,68	6,00
Al_2O_3	24,12	5,53	6,57	6,50	2,19	0,64
Fe_2O_3	27,89	17,62	69,57	7,06	78,34	0,86
MnO	0,04	0,04	0,27	0,17	0,12	4,91
MgO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,15
CaO	0,08	0,05	0,03	0,02	0,04	0,00
Na_2O	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,04
K_2O	0,18	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02
TiO_2	0,63	0,29	0,21	0,05	0,19	0,00
Cr_2O_3	0,48	0,68	0,47	0,29	0,24	0,16
Total	79,90		78,98		82,81	

Comoposition minéralogique en %

Kaolinite	37	2	3
Goethite	63	98	
Hématite			97

Taux de substitution en % moles

AlO(OH)Go	8,5	10,1	
Al2O3 hém			1,5

II.2.4 - La cuirasse nodulaire : de - 705 à - 215 ± 25 cm

Le fond matriciel de la base de la cuirasse nodulaire est minéralogiquement constitué de 34 % de kaolinite, 39 % de goethite, 14 % d'hématite, et 13 % de quartz. Dans sa partie

supérieure, la cuirasse est constituée de 31 % de kaolinite, de 54 % goethite, 10 % d'hématite, 5 % de quartz et des traces de gibbsite. Elle est donc plus riche en goethite et hématite et moins riche en kaolinite que la carapace.

Dans la cuirasse, les mêmes éléments grossiers que dans la carapace, débris de schistes ferruginisés, nodules noirs hématitiques à cortex sécant, nodules hématitiques renfermant des plages de gibbsite, sont disposés dans une matrice argilo-ferrugineuse moins abondante et plus cohérente. Comme dans la carapace, le quartz est plus abondant dans la matrice que dans les nodules et les grains sont dissous.

La matrice argilo-ferrugineuse orangée prédomine par rapport à la matrice brun rouge qui ne subsiste que sous forme d'îlots micrométriques à millimétriques aux limites échancrées. La matrice argilo-ferrugineuse jaune orangé est constituée de 30 % de kaolinite et de 70 % de goethite. Elle est plus alumineuse que la matrice brun rouge et est substituée à environ 18 moles % de AlO(OH). Celle-ci est riche en TiO_2 avec une teneur moyenne de 1,36 % (*Tabl. XVI*).

Tableau XVI : Cuirasse nodulaire; compositions chimiques moyennes (1) matrice argilo-ferrugineuse, (2) trame périnodulaire (3) goethite secondaire (4) nodule goethitique (5) nodule hématitique

n	1 7 m	s	2 5 m	s	3 5 m	s	4 5 m	s	5 5 m	s
SiO_2	22,58	7,41	21,07	6,90	1,33	0,34	16,27	2,16	4,18	2,65
Al_2O_3	23,29	4,19	21,13	4,76	2,80	1,05	15,28	2,11	4,54	0,70
Fe_2O_3	29,39	15,71	32,51	10,59	71,91	1,27	48,39	3,21	73,05	3,97
MnO	0,03	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,08	0,07
MgO	0,05	0,05	0,03	0,05	0,00	0,00	0,09	0,07	0,03	0,03
CaO	0,11	0,08	0,06	0,01	0,07	0,03	0,07	0,02	0,09	0,08
Na_2O	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
K_2O	0,41	0,69	0,16	0,18	0,00	0,00	0,62	0,45	0,07	0,06
TiO_2	1,36	1,55	0,25	0,11	0,00	0,00	0,13	0,12	0,23	0,17
Cr_2O_3	0,26	0,36	0,89	0,82	0,01	0,01	0,62	0,11	0,64	0,38
Total	77,54		76,15		76,14		81,50		82,94	

Composition minéralogique en %

Kaolinite	30	27	2	18	7
Goethite	70	73	98	82	
Hématite					93

Taux de substitution en % moles

AlO(OH)Go	17,9	13,4	3,5	4,5	
Al2O3 Hém					2

L'organisation micromorphologique est bimasépique à texture en agrégats. Les nodules sont en cours de dégradation en faveur du fond matriciel jaune orangé, par développement de cernes très irréguliers et discontinus, affectés par une réorganisation plasmique masépique (*planche III photo 7*). Ce processus est de plus en plus poussé vers le sommet de de la cuirasse.

Les microanalyses des nodules de cet horizon montrent que les trames périnodulaires sont constituées de 27 % de kaolinite et de 73 % de goethite substituée à 13 moles % de AlO(OH) (*Tabl. XVI*). Les domaines nodulaires goethitiques sont constitués de 17 % de kaolinite et de 83 % de goethite substituée à 4,5 moles % de AlO(OH). Le taux de substitution des plasmas goethitique est de plus en plus faible de la matrice argilo-ferrugineuse jaune orangé (18 moles % de AlO(OH) à l'intérieure des nodules (4,5 moles % de AlO(OH). La goethite secondaire est faiblement alumineuse et contient 3 % d'alumine.

Les domaines nodulaires hématitiques sont constitués de 7 % de kaolinite et de 93 % d'hématite substituée à environ 2 moles % de Al_2O_3. Ils ne sont guère plus substitués que dans la carapace.

Les nodules de la cuirasse sont relativement riches en Cr_2O_3 dont les teneurs sont comprises entre 0,2 et 0,9 %.

II.2.5 - La cuirasse alvéolaire : de - 215 à - 50 cm

Elle est formée de 28 % de kaolinite, 45 % de goethite, 6 % d'hématite et de 28 % de quartz (DRX). Elle est plus quartzeuse que la cuirasse nodulaire sous-jacente.

La dégradation des nodules atteint son maximum dans cet ensemble. De rares nodules sont encore conservés, de petite taille (< 100 µm) auquels s'ajoutent des fantômes de nodules qui se résument à des taches décolorées, rougeâtres, de forme irrégulière dans le fond matriciel argilo-ferrugineux jaune orangé *(planche III photo 8).*

L'organisation micromorphologique est bimasépique et localement masépique. Les microanalyses du fond matriciel argilo-ferrugineux montrent qu'il est constitué en moyenne de 25 % de kaolinite et de 74 % de goethite substituée à 18 moles % de AlO(OH) (*Tabl. XVII*). Elle a une composition très proche de la matrice argilo-ferrugineuse de la cuirasse nodulaire sous-jacente.

La matrice argilo-ferrugineuse est très alvéolaire et contient beaucoup de quartz infra-millimétriques fortement dissout. Les alvéoles sont arrondies ou à bords rectilignes. Certaines semblent issues de la dissolution du quartz. Des cristallisations de goethite tardive dans les fissures et dans les alvéoles sont fréquentes.

Tableau XVII : Composition du fond matriciel argilo-ferrugineux de la cuirasse alvéolaire.

	1	2	3	4	5	6	7	m	s
SiO_2	19,25	22,45	19,39	21,62	22,24	21,98	21,30	21,17	1,32
Al_2O_3	21,26	25,56	20,31	22,48	24,71	22,02	22,82	22,74	1,85
Fe_2O_3	35,25	30,28	33,50	33,74	34,65	34,15	31,15	33,25	1,84
MnO	0,04	0,06	0,04	0,05	0,00	0,06	0,00	0,04	0,02
MgO	0,11	0,00	0,00	0,01	0,12	0,02	0,00	0,038	0,05
CaO	0,22	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,07	0,06
Na_2O	0,08	0,02	0,04	0,01	0,00	0,04	0,03	0,03	0,02
K_2O	0,12	0,07	0,06	0,13	0,48	0,08	0,05	0,14	0,15
TiO_2	0,81	0,40	0,27	0,21	0,16	0,32	0,16	0,33	0,23
Cr_2O_3	0,08	0,28	0,78	1,02	0,35	0,87	0,35	0,53	0,35
Total	77,22	79,16	74,44	79,35	82,76	79,61	75,91	-	-

Composition minéralogique en %

Kaol	23	27	24	26	25	27	27	25,57	1,61
Goeth	77,00	73,00	76,00	74,00	75,00	72,00	73,00	74,28	1,79

Taux de substitution dans goethite (en % moles)

AlOOH(Go)	18,00	25,00	15,00	16,00	21,00	13,00	19,00	18,14	4,02

II.2.6 - La cuirasse nodulaire sommitale : de - 50 à 0 cm.

Le fond matriciel est constitué de 31 % de kaolinite, 44 % de goethite, 16 % d'hématite, 9 % de quartz et des traces de gibbsite (DRX). Il est de couleur brun et jaune brun et montre une organisation plasmique bimasépique. Elle est de même type que la cuirasse nodulaire sous-jacente et renferme des débris de schistes ferruginisés, des fragments de bauxite, des nodules ferrugineux très noirs à cortex sécant, des nodules hématitiques renfermant des plages de gibbsite. Sont présents, de nombreux fantômes de nodules comme dans la cuirasse ferrugineuse alvéolaire.

Les éléments de bauxite sont prépondérants. Ce sont des nodules à pisolites ou oolites de gibbsite dans une matrice de couleur ocre, constituée de cristallites de gibbsite, d'un plasma constitué de boehmite, d'hématite et de goethite. On note un front de déferruginisation dans la bauxite. Le domaine bauxitique à pisolites et oolites de gibbsite présente des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 45 et 72 %, Fe_2O_3 entre 4 et 39 % et TiO_2 entre 0,4 et 5,18 %. Les teneurs les plus élevées en TiO_2 correspondent à des teneurs fortes en Al_2O_3. La matrice à boehmite et hématite est constituée de Al_2O_3 (37 à 49 %); Fe_2O_3 (31 à 47 %) et TiO_2 (0,25 à 0,5 %) (*Tabl. XVIII*).

Tableau XVIII : Cuirasse nodulaire démantelée; composition chimique des plasmas matriciel et pisolitiques d'une bauxite

	domaine matriciel			domaine pisolitique					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	0,92	1,06	0,62	1,35	1,36	0,84	1,16	1,20	1,83
Al_2O_3	49,14	37,95	37,10	45,40	60,82	62,45	66,02	71,97	72,41
Fe_2O_3	31,27	42,94	47,10	39,31	19,29	18,28	15,09	6,95	4,07
MnO	0,02	0,05	0,02	0,04	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00
MgO	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,05
CaO	0,15	0,19	0,12	0,17	0,20	0,09	0,09	0,11	0,13
Na2O	0,07	0,16	0,02	0,02	0,07	0,03	0,05	0,03	0,03
K_2O	0,04	0,07	0,02	0,08	0,15	0,07	0,08	0,09	0,09
TiO_2	0,25	0,26	0,56	0,46	2,11	0,33	0,27	3,59	5,18
Cr_2O_3	0,07	0,05	0,09	0,26	0,18	0,12	0,08	0,02	0,06
Total	81,94	82,76	85,65	87,10	84,20	82,21	82,89	84,00	83,84

II.2.7 - Résumé de l'étude pétrologique de l'unité supérieure

Les faits marquants de l'étude pétrologique du profil d'altération de l'unité supérieure sont synthétisés dans la *figure 39.*.

Comme dans le profil d'altération de l'unité moyenne, on note une apparition assez brutale des nodules ferrugineux hématitiques à cortex sécant et des éléments de bauxite à partir de la carapace. Là encore, deux types de matériaux se côtoient et convergent au cours de l'évolution du profil : d'une part des matériaux hérités de la roche mère, représentés par les nodules lithomorphes, argilomorphes, et les minéraux parentaux relictuels (quartz, muscovite...) et d'autre part des matériaux sans parenté apparente avec la roche mère et représentés par les éléments de bauxite, les nodules hématitiques à cortex sécant. L'horizon de cuirasse alvéolaire constitue également une discontinuité.

L'ensemble des constituants subit une dégradation de plus en plus poussée vers le sommet de l'horizon. Elle se manifeste par la dissolution du quartz et des kaolinite des nodules et du fond matriciel. Il en résulte une réorganisation du fer et de l'alumine.

Du point de vue minéralogique

L'illite est présente en quantité importante dans l'altérite à la différence des profils précédents, avec 19 % dans l'isaltérite et 14 % dans l'allotérite et traduit une différence dans la nature des roches mères de la séquence. L'isaltérite contient encore des traces de feldspath.

Les proportions relatives de goethite et hématite augmentent de l'isaltérite (5 à 11 % de goethite et traces d'hématite) à la cuirasse (54 % de goethite et 16 % d'hématite), corrélativement la kaolinite diminue (56 % dans l'isaltérite et 31 % dans la cuirasse). Le faciès de cuirasse alvéolaire se différencie des faciès nodulaires par sa teneur plus faible en hématite (6 %) et une teneur plus forte en quartz (21 %).

La gibbsite se trouve à l'état de traces dans les horizons de cuirasse nodulaire.

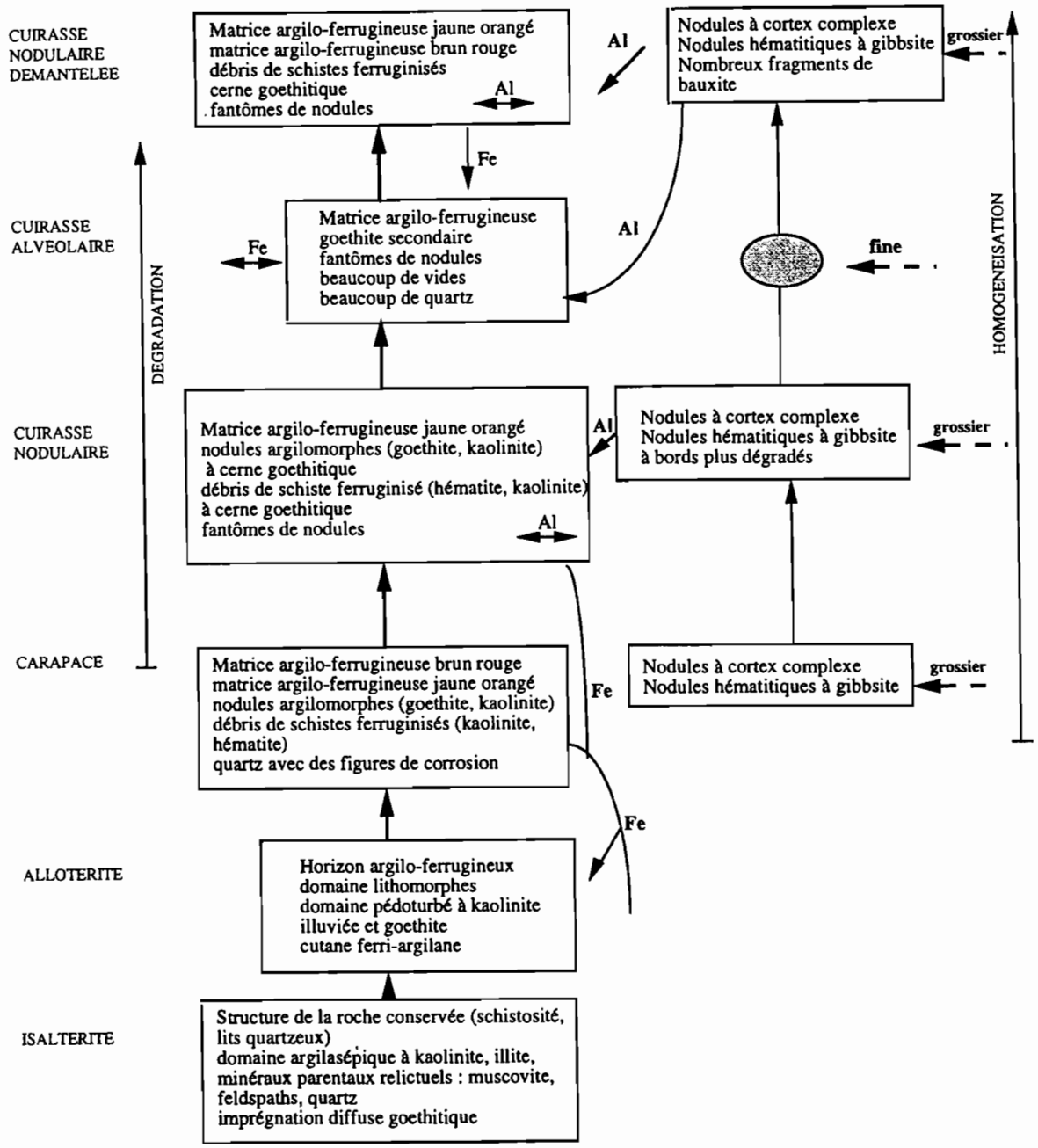


Figure 39 : Résumé de la différenciation pétologique de l'unité supérieure

Evolution du taux de substitution

L'hématite est faiblement substituée. Les taux sont inférieurs à 3 moles % de Al_2O_3.

Dans la carapace, les domaines goethitiques de la matrice sont substitués à 8,5 moles % de AlO(OH) et les plasmas goethitique nodulaires ont un taux moyen de substitution équivalent à 10 moles % de AlO(OH). Dans la cuirasse, les taux diminuent de la matrice vers l'intérieur des nodules : la matrice kaolinite-goethite est substituée à 18 moles %, les cernes nodulaires à 13 moles % et les nodules à 4,5 % de AlO(OH).

Les nodules de la cuirasse sont moins riches en fer que ceux de la carapace. Par contre, on observe l'inverse dans la composition des fonds matriciels (*Fig. 40*). Ces analyses peuvent être interprétées par une redistribution du fer et de l'alumine sur une courte distance suite à la dégradation des nodules ferrugineux qui est plus poussée dans la cuirasse que dans la carapace. Au taux de substitution s'ajoute la présence de phase à Al libre comme en témoigne la présence de la gibbsite dans les géodes.

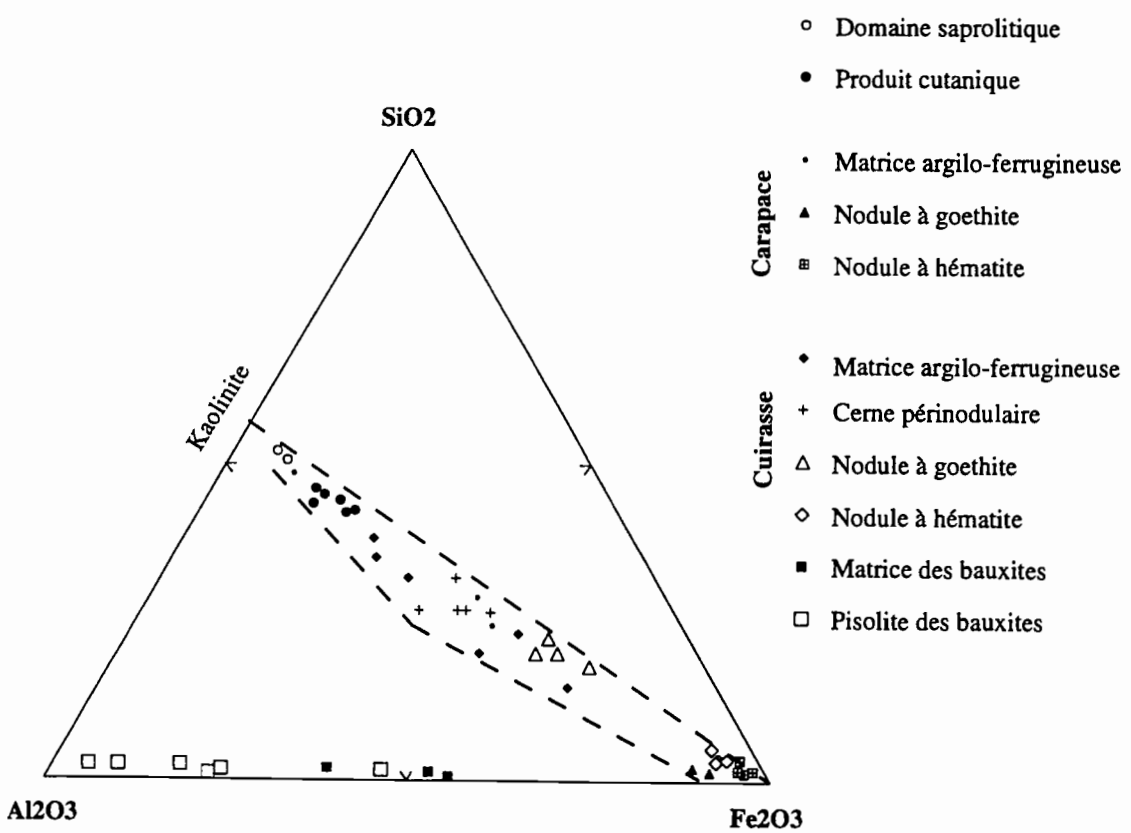


Figure 40 : Evolution géochimique des différents plasmas du profil de l'unité supérieure

III - Discussion et conclusions de l'étude pétrologique des profils d'altération de la séquence de Larafella

Le profil de l'unité basse

Dans l'unité basse, les structures de la roche parentale sont préservées à l'échelle du paysage jusqu'à la moitié de la carapace ferrugineuse. Au microscope, ces structures sont partiellement modifiées dans l'allotérite (décalage des filonnets de quartz). Les modifications s'intensifient avec le fauchage des filons de quartz dans la carapace ferrugineuse, manifestation de tassement. Globalement, les matériaux sont directement hérités de la roche sous jacente à un faible remaniement près, noté dans l'horizon nodulaire meuble.

Les profils des unités moyenne et supérieure

Dans l'ensemble isaltérite des profils des unités moyenne et supérieure, les structures de la roche mère sont également conservées, notamment la schistosité. La formation d'un altéroplasma kaolinique (et illitique pour l'unité supérieure) s'accompagne d'une imprégnation de goethite, suivi d'un apport à partir des fissures (les fissures recoupant le fond matriciel à structures conservées de roche mère).

Dans l'ensemble allotérite, la structure originelle de la roche est effacée. Ce sont des horizons argilo-ferrugineux qui montrent une organisation plasmique bimasépique délimitant des volumes d'isaltérite et des papules goethitiques. La goethite se forme par précipitation à partir des solutions qui percolent à travers les matériaux argileux. Postérieurement, se forment des revêtements cutaniques dans les vacuoles et les tubules. L'hématitisation s'effectue aux dépens des kaolinites comme dans l'unité basse.

Dans l'ensemble carapace ferrugineuse, apparaît un mélange de deux types de matériau :

- des matériaux probablement hérités de l'isaltérite et de l'allotérite, représentés par une partie des débris de schistes et des nodules argilomorphes;
- des matériaux dans lesquels on ne reconnaît aucune structure des horizons sous-jacents comportant des nodules ferrugineux très hématitiques à cortex sécant parfois discontinu, des éléments de bauxite. Leur nombre augmente dans la cuirasse.

Ces profils ont été soumis à une ferruginisation en place de plus en plus marquée vers le sommet, avec homogénéisation des éléments constitutifs. La tendance actuelle est à la dégradation géochimique des nodules. Elle se traduit par la formation de cernes goethitiques à partir de l'hématite et par une redistribution du fer issu des nodules ferrugineux ainsi que de l'aluminium issu de la bauxite. Cela conduit à la formation de matrices argilo-ferrugineuses dans lesquelles la goethite est plus substituée en AlO(OH) que les nodules, voir à la

cristallisation de gibbsite dans les géodes et fissures suite à l'accumulation absolue d'alumine libérée par la bauxite ou par la kaolinite. La dégradation dans les deux profils se traduit également par une dissolution de plus en plus marquée du quartz de la carapace à la cuirasse.

Dans le profil de l'unité supérieure, la cuirasse alvéolaire intercalée entre deux horizons de cuirasse nodulaire pose un problème. L'observation microscopique montre que celle-ci est formée essentiellement d'une matrice à kaolinite-goethite, contenant de nombreux grains de quartz fortement corrodés, quelques nodules ferrugineux et des fantômes de nodules. On peut envisager pour l'ensemble cuirasse, la ferruginisation de dépôts détritiques à éléments de taille contrastée en lit de matériaux fins (altérites, dépôts alluviaux) entre des matériaux plus grossiers à lentilles conglomératiques comportant des nodules ferrugineux issus des cuirasses ferrugineuses plus anciennes (surface intermédiaire) et des éléments de bauxite (surface bauxitique). Les nodules de plus petite taille de l'horizon alvéolaire seraient chimiquement plus rapidement dégradés que ceux des cuirasses nodulaires, plus grossiers.

L'unité supérieure ne contient des éléments de bauxite que dans la cuirasse sommitale démantelée. Dans la cuirasse nodulaire sous-jacente ne sont présents que des nodules hématitiques à gibbsite.

Dans le profil de l'unité moyenne, les nodules hématitiques à gibbsite et les élémentsde bauxite sont notés à partir de la moitié de la carapace. Ils sont plus abondants dans la partie sommitale du profil.

Pour l'ensemble de la séquence, les observations pétrologiques corroborent les études de terrain à savoir que deux types de profils d'altération sont présents à Larafella :

- Le profil de l'unité basse qui évolue *in situ* dans lequel seule la partie sommitale est faiblement remaniée.

- Les profils de l'unité moyenne et de l'unité supérieure en revanche, renferment sur des épaisseurs importantes, des matériaux manifestant une certaine allochtonie.

Les horizons nodulaires à conglomératiques sont fréquents pour l'ensemble de la région de Poura. C'est notamment le cas à Balago et à Ton. Leur épaisseur et leur nature varient d'un site à l'autre allant des éléments de bauxite, au quartz. Aucun site de la région de Poura ne présente des structures de roche conservées jusqu'en haut des profils des unités supérieure et moyenne. En revanche cela existe à d'autres endroits notamment au Nord du Burkina Faso dans région d'Aribinda.

A Larafella, l'unité basse est décapée jusqu'à la roche à certains endroits. Dans d'autre sites comme Balago et Ton, elle comporte des horizons remaniés. A l'Ouest de Balago, il existe un recouvrement sur stone-line.

En somme, le cuirassement s'installe dans un paysage dont les zones basses ont des profils avec plus ou moins de matériaux remaniés comme dans n'importe quel paysage avec la particularité que les matériaux peuvent mêler sur une certaine épaisseur, des éléments importés,

le cas échéant issus de reliefs dominants et des produits d'érosion locaux. Ces zones basses ne sont ni totalement couvertes comme le voudraient certains allochtonistes ni totalement décapées jusqu'à la roche comme le voudraient certains autochtonistes. Mais il y a des dominances. Dans la région de Poura où l'unité supérieure et moyenne étaient plutôt couvertes, alors que l'unité basse est plutôt décapée.

Larafella est l'exemple caricatural où des témoins cuirassés des unités supérieure et moyenne renferment des bauxites, alors qu'il faut chercher les bauxites en place à 70 km de distance et plus de 520 m d'altitude dans le Kongourié au nord-ouest et dans le Guégéré au sud-ouest. Ceci ne signifie évidemment pas que les résidus remaniés ont parcouru 70 km, mais que ce sont de vieux résidus conservés depuis longtemps dans le paysage pourasien.

L'étude de la géochimie globale du système au chapitre V couplée à l'étude de l'or comme traceur au chapitre VI, devraient confirmer ou infirmer ces hypothèses.

CHAPITRE V :

LA GÉOCHIMIE GLOBALE

Dans ce chapitre, nous caractérisons les variations géochimiques verticales à l'échelle de chaque profil d'altération.

Chaque faciès pétrographique est analysé par spectrométrie d'émission ICP-AES. 10 éléments majeurs sont exprimés en pourcentages d'oxydes (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, TiO_2), 16 éléments traces parmi lesquels des alcalino-terreux, des éléments de transition et l'or, sont exprimés en ppm (Ba, Rb, Sr, Nb, Zr, Y, Mo, V, Ni, Co, Cr, Zn, Pb, Cu, As, Au). La perte au feu (1000°C) est également mesurée.

Le comportement de ces éléments majeurs et traces sera suivi au cours de l'évolution pÉtrologique et gÉochimique des trois profils.

I - Géochimie de l'unité basse

Pour l'unité basse, l'étude géochimique repose sur l'analyse chimique de 30 échantillons répartis comme suit :

- 10 échantillons des ensembles roche mère et isaltérite cohérente, issus de l'albitite et de son encaissant;
- 20 échantillons des ensembles d'altération dont 10 le long de la zone minéralisée et les 10 autres prélevés en éventail de par et d'autre de l'axe de la minéralisation afin de cerner l'auréole de dispersion de l'or et des éléments accompagnateurs (*Fig.41*).

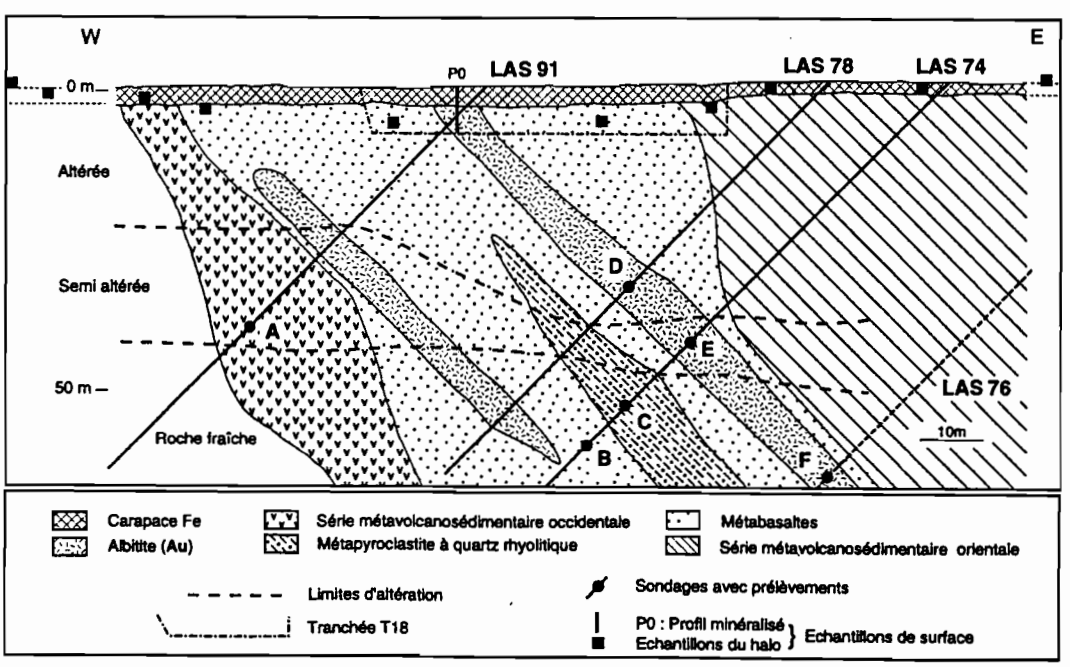


Figure 41 : Localisation des échantillons analysés pour l'étude géochimique de l'unité basse

Les échantillons sont de trois types :

- le "tout venant", pour les 30 échantillons issus des roches mères et des ensembles d'altération;
- la fraction argileuse (< 2 µm), des ensembles d'altération des albitites, pour lesquels ont été également dosés aussi bien les majeurs que les traces;
- les débris de quartz et les nodules ferrugineux séparés des ensembles d'altération de la zone minéralisée pour le dosage de l'or.

I.1 - Distribution des éléments

I.1.1 - Répartition des éléments majeurs

- Le système SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3

L'évolution géochimique générale du profil de l'unité basse (zone minéralisée et encaissant) est schématisée dans le diagramme SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 (*Fig.42*). Il ressort une différenciation nette entre deux grands groupes aussi bien le long de la colonne minéralisée que dans l'encaissant :

- un premier groupe représentant les ensembles roche mère (albitite et métabasalte), isaltérite, et allotérite;
- un second groupe représenté par les ensembles carapace et sol.

Les ensembles roche mère, isaltérite et allotérite de l'encaissant sont moins riches en silice que ceux de la colonne minéralisée. Ceci correspond à l'albitisation et à la silicification déjà décrites. Aussi bien pour la colonne minéralisée que pour l'encaissant le passage du premier au second groupe s'effectue brutalement (*Fig.42*). Par ailleurs, les horizons de carapace et de sol directement hérités de l'albitite restent plus siliceux que ceux issus de roches mères basiques et illustrent les parentés chimiques entre les deux types de roches et leurs ensembles d'altération respectifs. Par la suite, nous utiliserons les termes d'ensemble inférieur et supérieur pour désigner respectivement, le premier groupe (roche mère plus altérite) et le second groupe (carapace plus sol).

Un suivi plus détaillé du profil de la colonne minéralisée (P0) montre que du protore à l'allotérite, les teneurs en silice sont supérieures à 70 % alors qu'elles diminuent dans l'ensemble supérieur et sont inférieures à 60 % (*Fig.43*). Les teneurs importantes en silice dans les ensembles d'altération de ce profil, s'expliquent par la forte présence de filonnets de quartz dans l'altérite et de débris de quartz dans les ensembles supérieurs d'altération.

L'alumine a une évolution similaire à celle de la silice. Les pourcentages diminuent aussi dans l'ensemble supérieur. Toutefois, sa distribution diffère de celle de la silice par une augmentation des teneurs dans l'isaltérite friable et dans l'allotérite par rapport à l'isaltérite cohérente et l'albitite. (*Fig.43*).

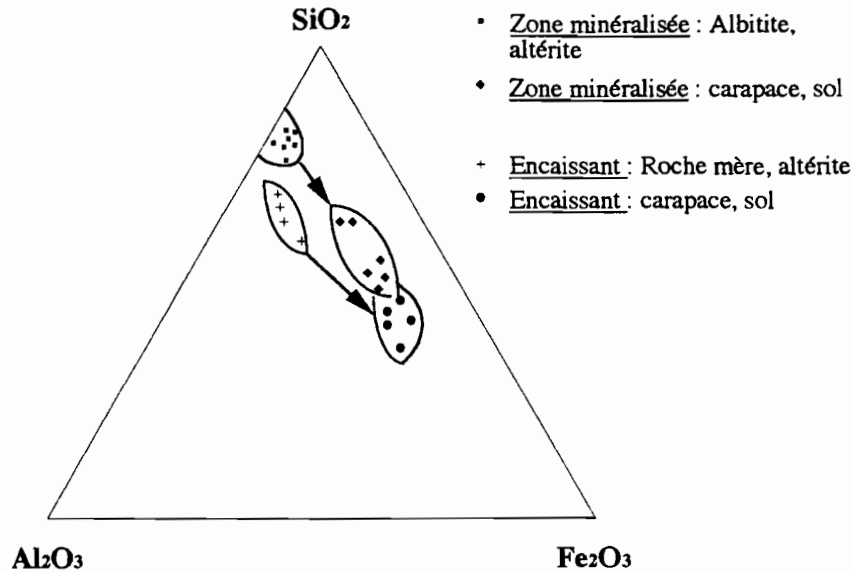


Figure 42 : Diagramme ternaire SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 de l'évolution du profil de l'unité basse

Les teneurs en Fe_2O_3 sont faibles du protore à l'allotérite (< 5 %) et deviennent importantes à partir de la carapace (34 %). La répartition de l'oxyde de fer est plus contrastée dans le profil. Le fer est l'élément majeur qui marque le mieux la coupure entre l'ensemble inférieur et l'ensemble supérieur (*Fig.43*).

- Les autres éléments majeurs

Le titane et le manganèse ont des teneurs plus élevées dans l'ensemble supérieur que dans l'ensemble inférieur (*Fig.43*). L'essentiel du titane se localise dans la fraction < 2 µm au sein de laquelle le pourcentage atteint 1,85 % dans le sol (*Tabl.XIX*). Ceci traduit une certaine mobilité du titane, suivie par la formation de phases titanifères dans la fraction inférieure à 2 µm comme montré par Cornu et *al.*. (1995) dans un profil latéritique en forêt amazonienne,. Les principales phases minéralogiques du titane reconnues dans notre système sont le rutile et la titanomagnétite (cf chapitre VI). Les teneurs maximales en MnO sont notées à la base de la carapace (0,5 %).

Le phosphore est faiblement représenté dans le profil. Il se trouve sous forme de traces dans la roche mère (0,01-0,02 %). Il est non détecté dans le reste du profil et ne réapparaît que dans le dernier mètre où il atteint son maximum dans le sol (0,06 %). Les teneurs élevées en P_2O_5 dans la partie supérieure du profil, coïncide avec la profondeur de pénétration des racines et rend compte de l'apport probable du phosphore par activité biologique (Levinson, 1974).

Les alcalins et alcalino-terreux, CaO, MgO, Na_2O, K_2O présentent respectivement dans la roche fraîche des teneurs de 0,8, 0,2, 6 et 1 %. A part le magnésium qui montre la

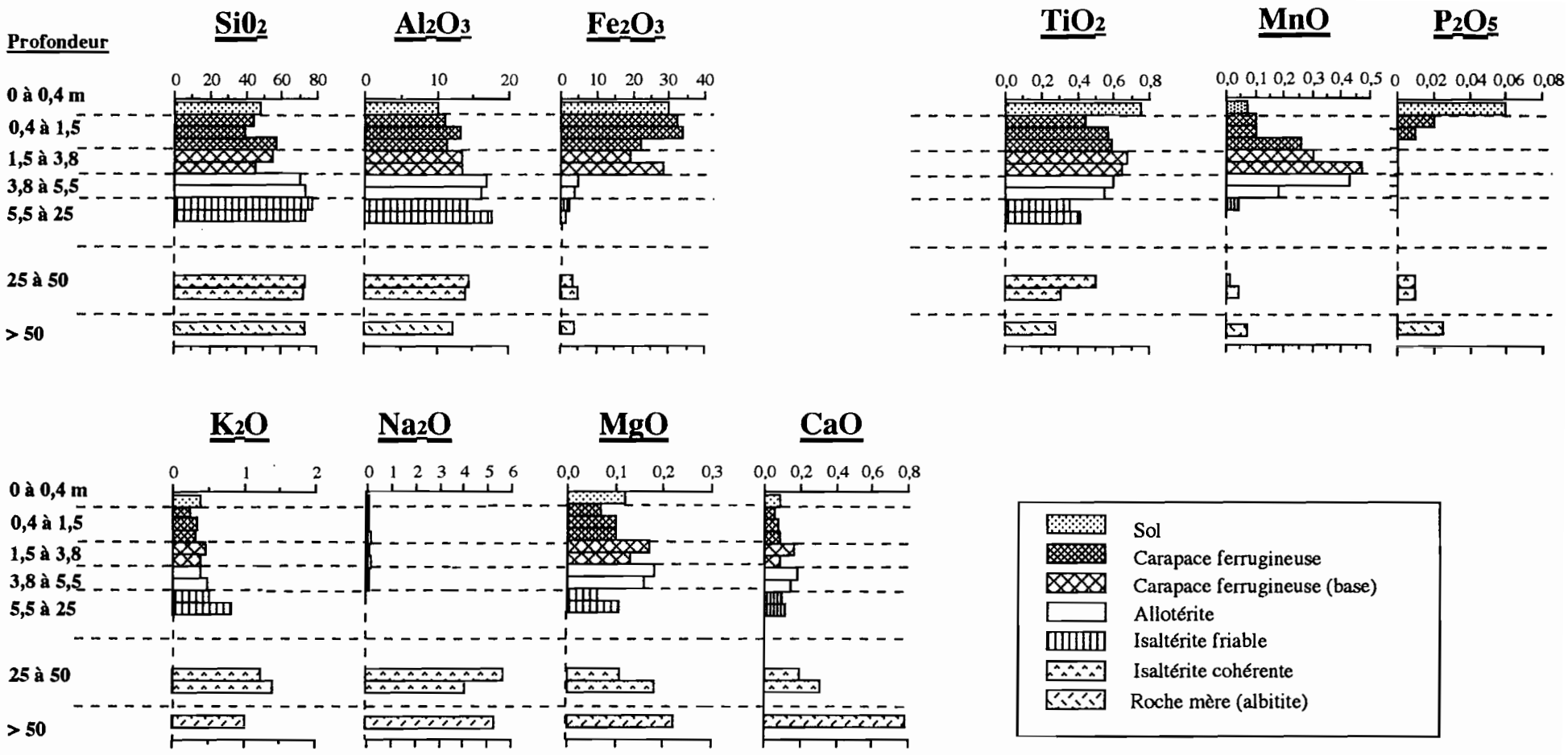


Figure 43 : Variation des teneurs (en % d'oxyde) des éléments majeurs dans le profil de l'unité basse (colonne minéralisée).

particularité d'être relativement constant dans l'allotérite et à la base de la carapace, les autres éléments sont très rapidement évacués. Le calcium est fortement déprimé dès l'isaltérite cohérente, suivi du sodium et du potassium à partir de l'isaltérite friable (*Fig.43*). Dans l'altérite, ces éléments restent associés à la phase kaolinique (*Tabl.XIX*).

Tableau XIX : Analyse chimique des majeurs (%) de la fraction inférieure à 2 µm, pour les ensembles d'horizons de l'unité basse (colonne minéralisée). PF = perte au feu à 1000° C.

Horizons	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	TiO_2	Cr_2O_3	PF	Total
Sol	39,10	29,02	9,90	0,08	0,17	0,80	0,87	0,82	2,16	1,85	0,01	14,44	99,22
Carapace	40,80	30,46	12,79	0,09	0,36	0,72	1,03	1,02	2,09	1,40	0,01	13,52	104,29
Base carapace	39,80	31,99	8,02	0,01	0,40	0,72	1,10	1,04	2,08	0,91	0,01	14,03	100,11
Allotérite	41,21	35,80	3,01	0,01	0,38	0,66	1,20	1,10	1,59	0,80	0,01	14,05	99,82
Isaltérite friable	42,10	37,11	2,59	0,01	0,42	0,63	1,27	1,14	1,64	0,23	0,01	13,50	100,65

I.1.2 - Répartition des éléments traces

Deux types d'évolution se distinguent dans le comportement des éléments traces le long de la colonne minéralisée (P0) :

- les éléments à teneurs élevées dans l'ensemble supérieur;
- les éléments à teneurs assez élevées ou très importantes dans l'albitite et isaltérite cohérente, relativement importantes à la base de la carapace.

Les distributions de l'or et du zirconium seront examinées séparément.

Rb montre des teneurs faibles inférieures à 20 ppm et certains éléments comme Nb, Mo, et Y ont des teneurs inférieures au seuil de dosabiltié et ne sont pas pris en compte dans la discussion.

a) Les éléments à teneurs élevées dans l'ensemble supérieur et faibles ou non détectées dans l'ensemble inférieur

Ce groupe d'éléments comprend Cu, Co, Ni Pb, V, et Cr. Il montre une discontinuité nette entre l'ensemble supérieur (carapace et sol) et l'altérite vers 3,8 m de profondeur (*Fig.44*).

Le vanadium non détecté dans l'albitite et dans l'isaltérite cohérente, apparaît à partir de l'isaltérite friable à partir de laquelle il augmente progressivement jusqu'au sol (432 ppm) (*Fig.44*). Les teneurs sont plus faibles dans la fraction < 2 µm et évoluent parallèlement aux

teneurs des échantillons globaux (12-166 ppm) (*Tabl.XX*). En revanche le vanadium est présent dans l'encaissant depuis la roche saine jusqu'au sol et l'ensemble supérieur en est plus riche que celui de la zone minéralisée (*Tabl.XXI*).

Tableau XX Analyse chimique des éléments traces (ppm) de la fraction inférieure à 2 2 µm, pour les ensembles d'horizons de l'unité basse (colonne minéralisée)

Horizons	Ba	Sc	Sr	As	Co	Cu	Ni	Pb	V	Zn
Sol	160	14	51	116	20	115	30	10	166	70
Carapace	160	14	31	98	24	46	20	8	80	40
Base C	60	16	33	126	8	53	21	6	69	54
Allotérite	22	2	29	220	6	37	10	5	12	32
Isaltérite f	20	3	32	318	6	60	11	6	14	58

C = carapace f = friable

b) les éléments à teneurs assez élevées ou très importantes dans l'albitite et l'isaltérite cohérente, relativement importantes àla base de la carapace.

Ce groupe est représenté par Sr, Zn, As et Ba. Ces éléments montrent deux maxima, l'un au niveau de la roche mère et de l'isaltérite cohérente et le second à la base de la carapace (*Fig.44*). Le second maxima est moins marqué que le premier, sauf pour le baryum. Ce dernier montre les teneurs les plus importantes (700 à 800 ppm) à la base de la carapace, celle de l'isaltérite cohérente étant de 460 ppm.

Les teneurs en arsenic diminuent de la roche mère (1400 ppm) à l'allotérite (120 ppm) et augmentent à la base de la carapace (610 ppm). Elles diminuent ensuite dans la carapace cohérente et dans le sol mais restent importantes (150 à 210 ppm). Dans l'ensemble inférieur As se localise dans la fraction < 2 µm avec des teneurs supérieures à celles des échantillons globaux (220-318 ppm), tandis que dans l'ensemble supérieur, c'est l'inverse (*Tabl. XX*).

Dans les ensembles d'altération de l'encaissant, les teneurs en As et en Ba sont élevées à l'aval de la colonne minéralisée (sens de fauchage) et assez proches des teneurs de la zone minéralisée, alors qu'elles sont plus faibles dans la partie amont et dans les ensembles roche mère et isaltérite (*Tabl.XXI*).

c) Le cas particulier du Zr

Les teneurs en zirconium croissent globalement de l'albitite à l'allotérite, puis à la base de la carapace. Elles diminuent dans la carapace cohérente et augmentent à nouveau dans les 60 derniers centimètres (*Fig.44*).

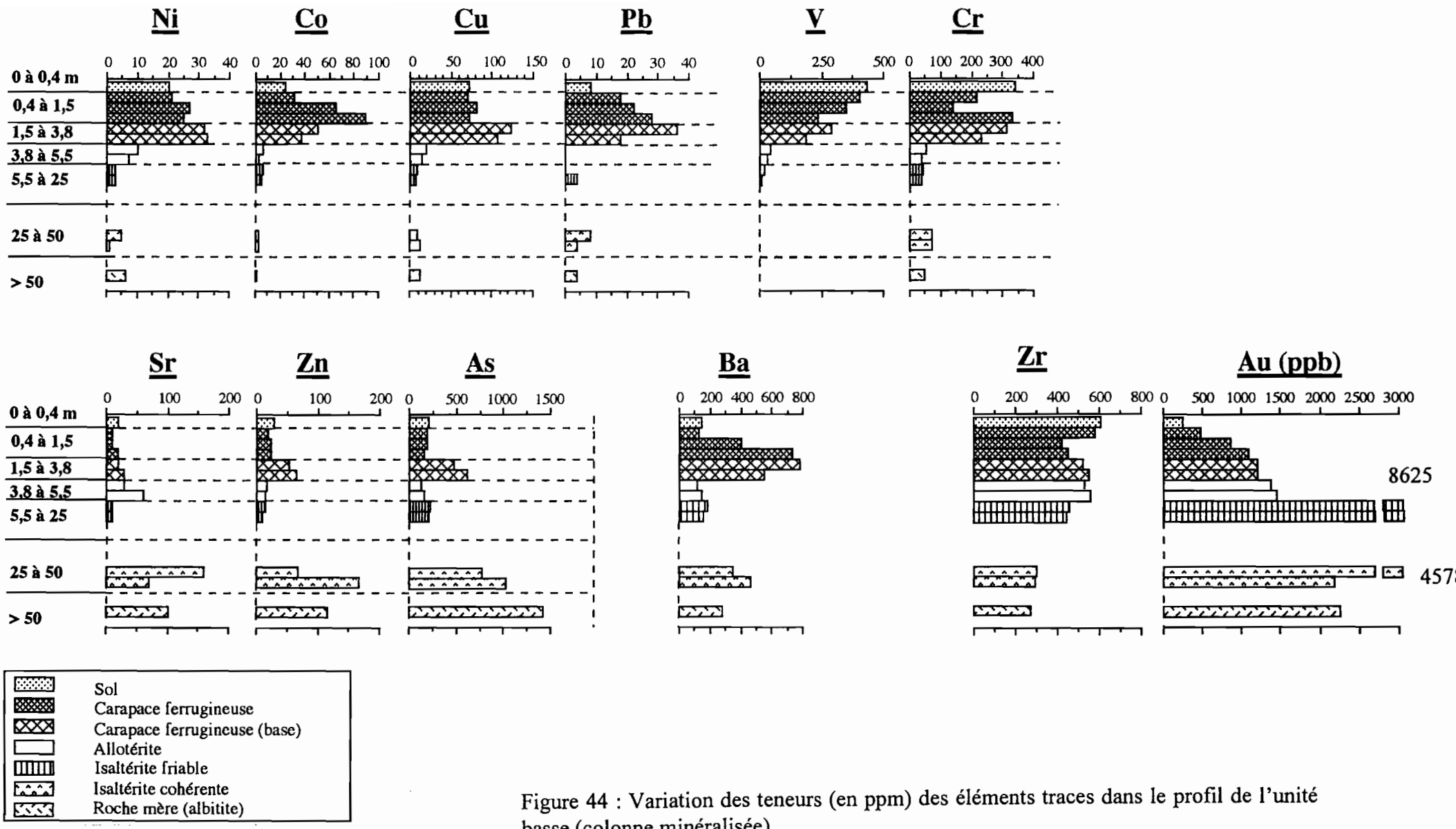


Figure 44 : Variation des teneurs (en ppm) des éléments traces dans le profil de l'unité basse (colonne minéralisée).

d) Répartition de l'or

* Le long du profil minéralisé

L'albitite contient 2248 ±700 ppb pour 5 analyses. Au sein de l'isaltérite cohérente, la teneur en or reste assez proche de celle notée dans le faciès sain et vaut 2183 ppb. Les teneurs augmentent au sommet de l'isaltérite cohérente (4578 ppb) qui s'accentue dans l'isaltérite friable où elles atteignent 8625 ppb. A partir de l'ensemble allotérite, les teneurs baissent graduellement et atteignent leur minimum dans le sol (241 ppb) (*Fig.44*). De l'isaltérite au sol, les teneurs en or de la fraction inférieure à 2 µm, diminuent graduellement et passent de 1860 ppb à 154 ppb (*Tabl.XXII*). Il en est de même pour les débris de quartz qui voient leur teneurs en or passer de 969 ppb à 30 ppb. Par contre, la teneur en or des nodules ferrugineux passe de 800 ppb pour l'horizon de carapace basale, à 4800 ppb dans le sol.

Tableau XXI : Unité basse; Résultats des analyses chimiques en ppm, pour les éléments traces de l'encaissant et des faciès d'altération pris en éventail par rapport à l'axe de la minéralisation

N° ECH	Horizons	d	prof (m)	**Ba**	**Rb**	**Sr**	**Zr**	**As**	**Co**	**Cu**	**Ni**	**Pb**	**V**	**Zn**	**Au**
LRC-1 Est	Sol	100	0,20	120	10	20	270	98	25	80	26	4	511	32	19
LRC-1 Ouest	Sol	100	0,20	170	10	20	300	238	32	85	25	16	509	36	121
LRC-2 Est	Carapace	75	1,00	390	15	20	230	124	89	95	33	26	408	34	19
LRC-2 Ouest	Carapace	75	1,00	520	25	40	300	176	80	93	29	26	327	36	27
LRC-3 Est	Base Carp	50	2,00	210	10	10	170	162	83	227	73	24	515	120	12
LRC-3 Ouest	Base Carp	50	2,00	1140	25	30	270	632	14	95	43	8	155	66	322
LRC-4 Est	Allotérite	40	4,50	90	15	20	160	76	18	90	52	8	228	80	112
LRC-4 Ouest	Allotérite	40	4,00	210	40	40	280	462	6	36	13	0	64	22	93
LRC-12 Eest	Isaltérite f	25	6,00	260	20	10	110	250	13	60	12	2	111	30	19
LRC-13 Ouest	Isaltérite f	25	6,00	400	25	20	100	316	14	70	36	0	94	118	78
	ROCHES MERES			**Ba**	**Rb**	**Sr**	**Zr**	**As**	**Co**	**Cu**	**Ni**	**Pb**	**V**	**Zn**	**Au**
A				413	50	238	130	108	11	52	24	3	115	37	76
B				394	42	259	170	97	20	41	46	5	151	112	37
C				1385	82	161	366	215	15	23	29	4	139	57	98

Carp = carapace; f = friable; Au est donné en ppb; Est = amont par rapport à la minéralisation; Ouest = aval par rapport à la minéralisation; A, B et C = échantillons de roche mère de l'encaissant (voir aussi localisation sur figure 41); d = distance latérale par rapport à l'axe de la minéralisation

* Dans les différents ensembles de l'encaissant

Les roches fraîches qui constituent l'encaissant sont beaucoup moins riches en or, les teneurs variant entre 25 ppb et 100 ppb (*Tabl.XXI*).

Dans les ensembles d'altération, les teneurs ne sont guère plus importantes et varient entre 10 et 325 ppb. Pour un ensemble d'altération donné, elles sont toujours plus élevées dans l'échantillon aval (sens du fauchage des filons) que dans son équivalent amont (*Tabl.XXI*). Les horizons ayant révélé des teneurs relativement importantes, correspondent au sol (121 ppb) et la base de la carapace (322 ppb), respectivement localisés à 100 m et à 50 m de l'axe vertical de la minéralisation.

Tableau XXII : Analyse chimique de l'or (ppb)dans les différents matériaux du profil de l'unité basse (colonne minéralisée)

Horizons	**nodule Fe**	**quartz**	**fr< 2µm**
Sol	4800	30	154
Carapace	2400	250	122
Base C	800	540	400
Allotérite	-	590	1630
Isaltérite f	-	969	1860

fr = fraction

I1.3 - Associations et faits géochimiques marquants

Les résultats d'analyses chimiques des 30 échantillons du système géochimique représenté par l'albitite, les encaissants basiques ainsi que le manteau d'altération, sont traités statistiquement par : (1) l'analyse des matrices de corrélation entre éléments; (2) l'analyse en composantes principales (ACP) suivant une transformation orthogonale varimax; (3) enfin par une analyse des variances maximales à partir des facteurs obtenus de l'analyse en composantes principales.

L'analyse des variances maximales réalisée à partir de l'importance des facteurs extraits de l'ACP, permet de distinguer des associations géochimiques résultant de la kaolinitisation et de la ferruginisation dans l'environnement de l'albitite et de son encaissant basique. Nous avons retenu les cinq premiers axes factoriels qui rendent compte à eux seuls, de 84,7 % de la variance totale. Ils correspondent à 5 associations géochimiques (*Tabl.XXIII*) :

- Le premier facteur qui est le plus discriminant (38,40 % de la variance totale) marque l'opposition entre les groupements Fe-Mn-Ni-Co-Cu-Pb d'une part et d'autre part Si-K

(*Fig.45.a*). Il illustre les teneurs élevées des métaux dans l'ensemble supérieur en opposition à l'ensemble inférieur caractérisé par la kaolinite et les minéraux relictuels (quartz et muscovite).

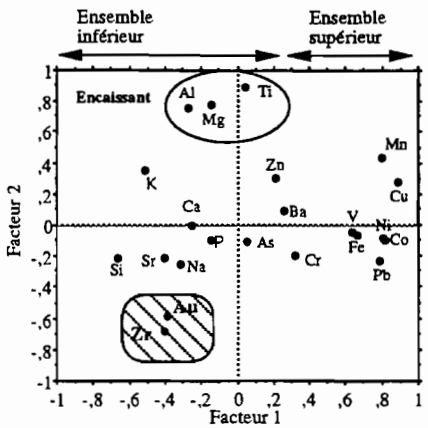


Figure 45 a : Facteur 1 versus facteur 2 association Au-Zr et l'association Al-Ti-Mg

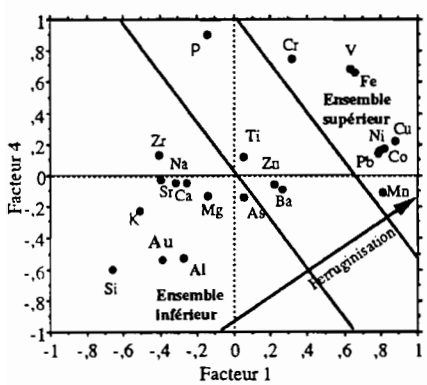


Figure 45 b : Facteur 1 versus facteur 4 passage entre les ensembles kaoliniques vers les ensembles ferruginisés

- Le second facteur (17,1 %), comporte Al-Mg-Ti opposé à Au et Zr.(*Fig.45 a*) Il met en évidence la signature basique de l'encaissant et le caractère résiduel de l'or et du zirconium tout au moins dans la colonne minéralisée.

- Le troisième facteur (14,8 %), comprend le groupe constitué par Ca-Na-K-Sr-Zn et As. Il fait ressortir, la baisse des teneurs de ces éléments dès le début des processus d'altération supergène.

- Le quatrième facteur (8,9 %), marque l'opposition entre le groupement Fe-V-Cr-P et Si-Al, (*Fig 45 b*). Il caractérise la ferruginisation et la kaolinitisation. L'appartenance du phosphore à ce facteur rend compte de la proximité des ensembles ferrugineux à la surface.

- Le cinquième facteur (5,7 %), comprend Ba qui n'a pas de comportement bien défini dans le système. Il faut noter que si l'on se résume à la verticale de la minéralisation, Ba rentre dans le facteur 3.

A part l'or et le zirconium, tous les éléments traces sont fortement déprimés dans l'isaltérite friable et dans l'allotérite. Les éléments traces caractérisent soit l'ensemble supérieur (Ni, Co, Cu, Pb, V, Cr) soit l'ensemble inférieur (Zn, As,), ou les deux ensembles (Ba). L'isaltérite friable et l'allotérite constituent une zone de lessivage intense qui évacue les alcalins et alcalino-terreux, et tous les éléments traces présents dans les roches mères. Il s'en suit une discontinuité géochimique caractérisée par la concentration du fer et des traces comme Ni, Co, Cu, Pb, V, Cr, dans l'ensemble supérieur. Cette discontinuité n'est pas rendue compte par la répartition de l'alumine, du titane de l'or et du zirconium qui sont moins mobiles et dont les répartitions sont continues, parfois même progressives entre les ensembles inférieur et supérieur.

Les facteurs 1 et 4 sont corrélés et anticorrélés aux facteurs 2 et 3.

La silice présente un comportement particulier. La silice s'oppose tantôt au premier facteur, tantôt au quatrième. Elle ne rentre pas pour autant dans l'association géochimique 2. Autrement dit, la silice est plus sensible aux fluctuations du fer que de l'alumine. Ceci traduit le

fait que la diminution notée dans l'évolution de cet élément, de la base vers le sommet du profil, est surtout régie, par la dissolution du quartz.

Tableau XXIII : Facteurs issus de l'ACP, pour le profil de l'unité basse (encaissant + colonne minéralisée)

	F1	F2	F3	F4	F5
Variance %	38,4	17,1	14,8	8,9	5,7
SiO2	-0,67	-0,14	0,29	-0,61	-0,05
Al2O3	-0,15	0,77	-0,11	-0,54	-0,11
Fe2O3	**0,62**	-0,12	-0,27	0,69	0,07
MnO	0,75	-0,18	-0,02	-0,09	0,16
MgO	0,02	0,81	0,32	-0,17	0,04
CaO	-0,21	0,03	**0,81**	-0,08	-0,04
Na2O	-0,32	-0,18	**0,89**	-0,4	0,12
K2O	-0,46	0,43	0,46	-0,22	0,07
TiO2	0,19	0,87	-0,3	0,08	-0,06
P2O5	-0,15	-0,05	0,06	0,89	-0,25

	F1	F2	F3	F4	F5
Variance %	38,4	17,1	14,8	8,9	5,7
Sr	-0,39	-0,1	**0,73**	-0,01	0,25
Ba	0,25	0,1	0,09	-0,06	*0,84*
V	**0,62**	-0,13	-0,29	0,68	-0,13
Ni	**0,88**	0,29	-0,1	0,13	-0,04
Co	**0,75**	-0,18	-0,25	0,21	0,34
Cr	0,27	-0,18	-0,14	0,76	0,41
Zn	0,29	0,25	**0,81**	-0,08	-0,06
Cu	**0,92**	0,14	-0,13	0,21	0,02
Pb	**0,71**	-0,31	-0,13	0,18	0,48
Zr	-0,49	-0,5	0,13	0,19	0,4
As	0,07	-0,13	0,94	-0,16	-0,08
Au	-0,48	-0,53	0,03	-0,5	0

I.2 - Quantification et modélisation de la différenciation géochimique de l'unité basse

La courbe d'évolution d'un élément chimique, peut informer sur sa localisation préférentielle dans un ensemble d'altération. Cependant, les données brutes d'analyse chimique multiélément n'autorisent pas une quantification des proportions de cet élément en terme de pertes ou de gains. Afin de mieux cerner les variations des différents éléments, nous nous proposons d'effectuer une analyse supplémentaire par le calcul des bilans de transfert des matériaux.

A partir de l'altération hydrothermale, se constitue une albitite siège de concentration aurifère. A l'albitisation, se surimpose une altération supergène qui génère deux grands ensembles distincts : un ensemble inférieur constitué par l'isaltérite, l'allotérite et un ensemble supérieur représenté par la carapace ferrugineuse recouverte par l'horizon nodulaire meuble.

L'ensemble inférieur résulte de la dissolution de la roche parentale. Il se forme essentiellement de la kaolinite.

L'ensemble supérieur est une zone d'accumulation constituée de phases résiduelles quartzeuses plus ou moins dissoutes, de kaolinite, de goethite et d'un peu d'hématite.

Au cours de l'altération supergène, les minéraux primaires sont soumis à la dissolution ou à l'hydrolyse. La vitesse et l'ordre de dissolution d'un minéral est fonction du pH et du Eh du milieu mais aussi du degré d'altérabilité du minéral. La mobilité relative d'un élément donné sera régie non seulement par la résistance du minéral hôte à le libérer, mais aussi par sa capacité d'incorporation dans une phase secondaire. Nous suivons les évolutions quantitatives des éléments dans la zone supergène situé à la verticale de l'albitite aurifère, en prenant l'albitite comme référentielle.

I.2.1 - Méthodes de calcul du bilan

Aux premiers stades de l'altération latéritique, les transformations chimiques à l'échelle du minéral n'influent pas sur la texture générale des roches parentales qui reste préservée. Par conséquent, le raisonnement isovolumétrique peut être appliqué (Millot et Bonifas, 1955). Ces conditions sont remplies de l'albitite à l'isaltérite friable (chapitre IV).

Pour l'ensemble supérieur, siège d'intenses activités pédogénétiques, et de déformations mécaniques, le raisonnement isovolumétrique ne peut être appliqué. Les analyses pétrographiques du profil de l'unité basse montrent, une déformation des structures initiales qui se traduit par le décalage des filonnets de quartz (échelle microscopique) dans l'allotérite et par le fauchage des filons de quartz dans la carapace.

La nécessité s'impose de choisir un référentiel qui prennent en compte ces déformations. La réalisation de tels bilans exige le choix d'un invariant, celui qui se conserve le mieux dans le profil au cours des processus d'altération latéritique. Ce choix est fonction du contexte de l'étude. Les auteurs utilisent les modèles de calcul isominéral ou isoélément. Parmi les éléments invariants utilisés on peut citer par exemple les calculs basés sur l'isotitane (Louchant, 1969; Nesbitt, 1979; Boulangé, 1984; Dekayir, 1994; Edou-Minko, 1988, 1995), l'isoniobium (Nesbitt and Wilson, 1992) et l'isothorium (Cramer and Nesbitt, 1983; Braun, 1993).

Ces dernières années, le zirconium a été l'un des éléments le plus fréquemment utilisé dans le calcul des bilans géochimiques (Brimhall *et al.*, 1986). Cependant, des études montrent que cet élément peut être mobilisé dans certaines conditions particulières d'altération supergène. Deux voies de mobilité du zirconium sont observées : migration du zircon sous forme particulaire, dissolution chimique des zircono-calco-silicates et des zircons métamictes (Hendricks *et al.*, 1964; Tejan-Kella *et al.*, 1991; Alarcon, 1992; Colin *et al.*, 1993). Très récemment Bonnay (1995), à travers une étude morphoscopique réalisée au microscope électronique à balayage, montre que le zircon peut être sujet à des dissolutions pouvant affecter 5 à 50 % de sa surface.

Dans le profil de l'unité basse, le zircon constitue la seule phase zirconifère. Les teneurs en zirconium dans les ablitites sont assez homogènes soit 270 ppm ± 50. Les observations des zircons au MEB, montrent que dans ce profil, ce minéral est parfaitement intact et exempt de toute trace de dissolution chimique (*cf Photo ci dessous*). De plus les analyses ACP prouvent son caractère résiduel dans le système. Il nous est paru tout à fait fiable de se servir du zirconium comme base de calcul de bilan.

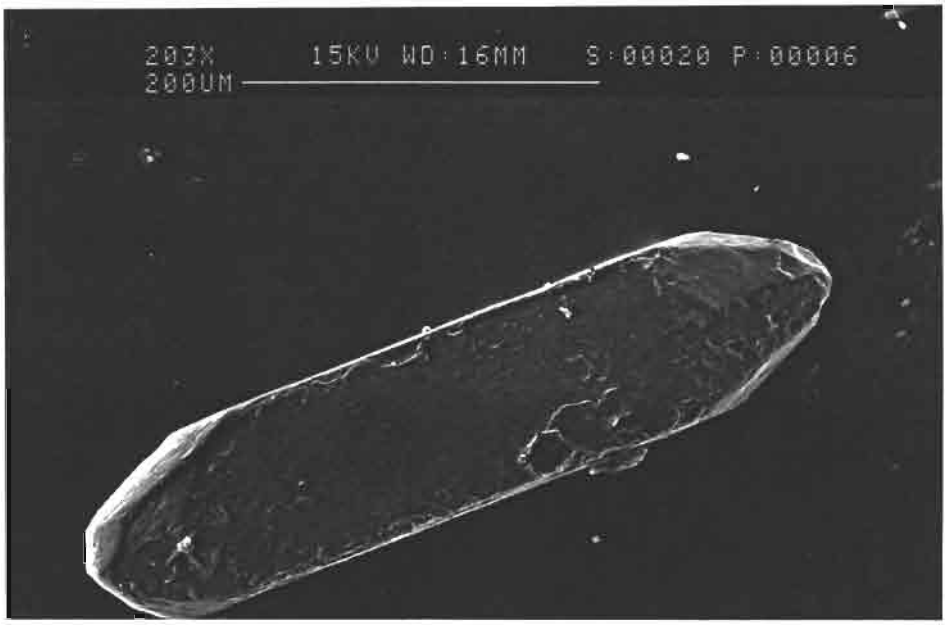


Photo d'un zircon type du profil de l'unité basse de Larafella
Celui-ci est issu de la carapace ferrugineuse (vu au M.E.B)

Nous utilisons la méthode de calcul de bilan de masse formulée par Millot et Boniface (1955), reprise et complétée par Gresens (1967), puis par Brimhall et *al.* (1986) et Brimhall *et al.*, (1988). La particularité de cette méthode est qu'elle rend compte des variations de concentration, de densité et de volumes des éléments, que la transformation ait lieu en système ouvert ou fermé, ce qui a permis son utilisation depuis, sur plusieurs profils d'altération notamment en Afrique : Beauvais, (1991) et Beauvais et Colin, (1993) en Centrafrique; Freyssinet (1990) au Mali; Colin *et al.*, (1992) au Gabon; Sanfo (1994) au Burkina Faso.
Selon cette méthode, les variations de masse d'un constituant j (xj/m0) sont quantifiées en fonction du facteur de volume (Fv) suivant l'équation définie par :

$$t_{j,a} = \frac{x_j}{m_0} = \frac{m_j}{m_0} \times \frac{d_a}{d_0} \times F_v - 1$$

dans laquelle :
- F_v est le rapport du volume de la roche transformée sur la roche de départ, ($F_v = V / V_0 = e_a + 1$). e_a est le taux de dilatation ou de tassement pour l'horizon considéré (a).

- x_j est la variation de masse d'un élément j entre la roche initiale et l'horizon d'altération (a)
- m_0 et m_j sont les teneurs en poids du constituant j dans la roche initiale et dans l'horizon d'altération (a),
- d_0 et d_a sont les densités apparentes de la roche initiale et de l'horizon d'altération (a).

Si tja < 0 il y a perte de l'élément j

Si tja > 0 il y a gain de l'élément j

Si tja = 0 l'élément j est immobile (ou autant d'apport que de perte)

I.2.2 - Le calcul de la porosité totale

La quantification de la porosité totale (P) d'une roche peut s'effectuer à partir de la densité apparente (dap) et de la densité réelle (dr) selon la formule suivante :

$$P = 1 - \left(\frac{d_{ap}}{d_r}\right)$$

Les résultats obtenus par cette méthode montrent que dans les ensembles d'altération, la porosité est très variable et comprise entre 8 et 41 % (*Tabl.XXIV*). La porosité augmente de l'isaltérite cohérente (8 %) au sommet de l'allotérite (41 %). A partir de cet horizon, elle diminue jusqu'à la partie supérieure de la carapace et ne vaut alors que 25 %. Au contact entre la carapace et le sol et dans le sol, elle devient à nouveau importante et vaut respectivement 32 et 38 %.

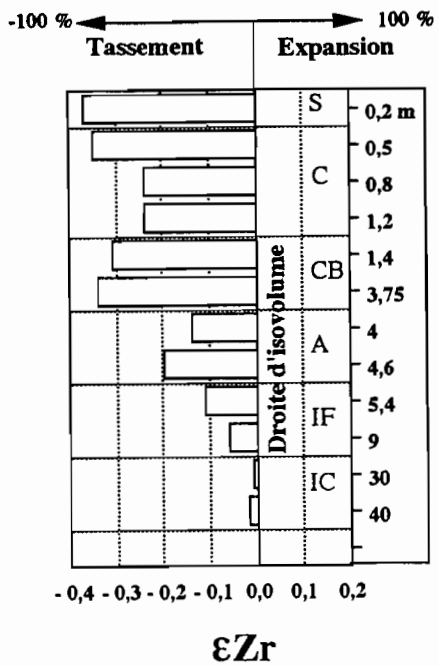
Tableau XXIV : Densité apparente (dap), densité réelle (dr), porosité (p) du profil de l'unité basse (colonne minéralisée)

Faciès	Prof(m)	dap1	dap2	dap3	di/3	dr	P
Sol	0,20	1,84	1,86	1,94	1,88	3,05	38,00
	0,50	1,85	1,92	1,94	1,90	2,81	32,00
Carapace	0,80	2,18	2,26	2,34	2,26	3,01	25,00
	1,20	2,05	2,08	2,16	2,10	2,92	28,00
Base carap	1,40	1,97	2,00	2,04	2,00	2,93	32,00
	3,75	1,93	2,00	2,02	1,98	3,01	34,00
Allotérite	4,00	1,50	1,58	1,63	1,57	2,67	41,00
	4,60	1,58	1,58	1,65	1,60	2,67	40,00
Isaltérite	5,60	1,73	1,75	1,76	1,75	2,70	35,00
friable	9,00	1,54	1,82	1,85	1,74	2,68	35,00
Isaltérite F	30,00	2,46	2,53	2,59	2,53	2,76	8,00
Isaltérite C	40,00	2,43	-	-	2,43	2,70	10,00
Albitite	60,00	2,64	2,65	2,72	2,67		

F = friable; C = cohérente

I.2.3 - l'indice de variation de volume

Le calcul de l'indice de variation de volume (e_a) permet de comparer le bilan isovolume et l'isozirconium et de valider ou non, le choix de l'élément invariant en fonction des observations de terrain et de l'étude pétrologique. Le calcul de l'indice e_a montre des tassements pour tous les horizons. Le taux de tassement est variable dans le profil (*Fig.46*).



IC = isaltérite cohérente; IF = isaltérite friable; A = allotérite; CB = base carapace; C = carapace; S = Sol

Figure 46 : Variation du taux de déformation le long du profil d'altération de la colonne minéralisée

Dans l'isaltérite cohérente, le tassement est insignifiant et représente moins de 2 % du volume. Les volumes restent peu affectés au sein de l'isaltérite friable qui subit une réduction de 6 % dans la partie basale, 11 % dans la partie sommitale. La réduction de volume s'accentue brutalement à la base de l'allotérite avec un tassement de 20 %. Elle diminue de la même façon dans la partie sommitale de cet horizon (14 %). Le tassement est beaucoup plus marqué à la base de la carapace (31 à 34 %), un peu moins dans la partie médiane de cet horizon (24 %). Il redevient important au sommet de la carapace et dans le sol où il vaut respectivement 35 et 37 %. Nous pouvons avancer les interprétations suivantes pour expliquer ce tassement différentiel :

- les faibles variations du tassement notées dans l'isaltérite cohérente et friable, concordent avec les observations pétrographiques, à savoir que dans ces ensembles, l'altération est dominée essentiellement par les processus de pseudomorphose des sulfures, de la chlorite et de l'albite sans variation de volume. Le zirconium apparaît donc stable dans ces conditions d'altération

- l'intensification du fond matriciel pédoturbé au sein de l'allotérite constitue un environnement pouvant justifier les 20 % de réduction de volume. Cela est conforme aux

modifications de structures dans l'allotérite, où les observations microscopiques mettent en évidence des décalages affectant les filonnets de quartz. Cependant, dans l'isaltérite et dans l'allotérite, la présence de filonnet de quartz dont les directions sont peu ou pas perturbées, laisse supposer que les valeurs calculées de tassement pour ces faciès ont pu être exagérées. L'explication peut être donnée par l'erreur probable, due à une possible migration du zircon vers le bas du profil.

- Les tassements plus marqués dans la carapace et dans le sol tiennent à l'intensification de la pédoturbation. Les processus mécaniques de fauchage sont les conséquences de ces tassements.

Ces calculs confortent le caractère **invariant** du zirconium dans le contexte de l'unité basse de Larafella même si dans les ensembles d'altération à structures de roche mère effacées, des possibles migrations verticales vont entacher les résultats présentés ci-dessus d'une erreur que nous pouvons estimer autour de 6 %. Cette erreur est équivalente à la valeur calculée à la base de l'isaltérite friable où aucune preuve de variation de volume n'a été notée.

I2.4 - Enrichissements et pertes au cours de l'altération, traitements statistiques

Au cours de l'altération de l'albitite, certains éléments se concentrent pendant que d'autres s'appauvrissent.

- Fe-Ni-Cu (*Fig.47 a*) : ces éléments sont fortement appauvris dans l'ensemble inférieur avec des valeurs extrêmes de t de - 0,6 pour Fe, - 0,63 pour Cu et - 0,85 pour Ni. Par contre, ils se concentrent fortement dans l'ensemble supérieur où $t > 1$ sauf pour Ni dans la carapace sommitale ($t = 0,56$) et dans le sol ($t = 0,41$)

-Cr (*Fig.47 b*) : à la différence du groupe d'éléments précédent, Cr est légèrement enrichi dans l'isaltérite cohérente ($t = 0,31$ et $0,37$).

-Co-V (*Fig.47 c*) : ces éléments sont fortement concentrés dès l'isaltérite cohérente ($t > 0,8$). Dans le reste du profil, les apports dépassent 50 % ($t > 1$) sauf pour Co dans l'allotérite ($t = - 0,04$). Ceci traduit non pas l'immobilité de cet élément dans l'allotérite qui est une zone de lessivage, mais plutôt sa perte. Car tout en restant positive sa concentration passe de presque 50 % à la base du profil, à presque 0 dans l'allotérite. Ceci étant, ce phénomène reste local.

- Mn : Le manganèse passe graduellement de la perte totale à partir de l'isaltérite friable, à l'accumulation de plus de 50 % à la base de la carapace (*Fig.47 d*).

- Si-Al-K : Si et Al sont lessivés de façon progressive de l'isaltérite cohérente au sol (*Fig.47 e*). Les rapports de perte t, varient pour Si de - 0,08 à - 0,71; pour Al de 0,04 à - 0,63.

Le potassium est enrichi dans l'isaltérite cohérente (t de 0,18 et 0,4), puis progressivement appauvri jusqu'au sol (t = - 0,88).

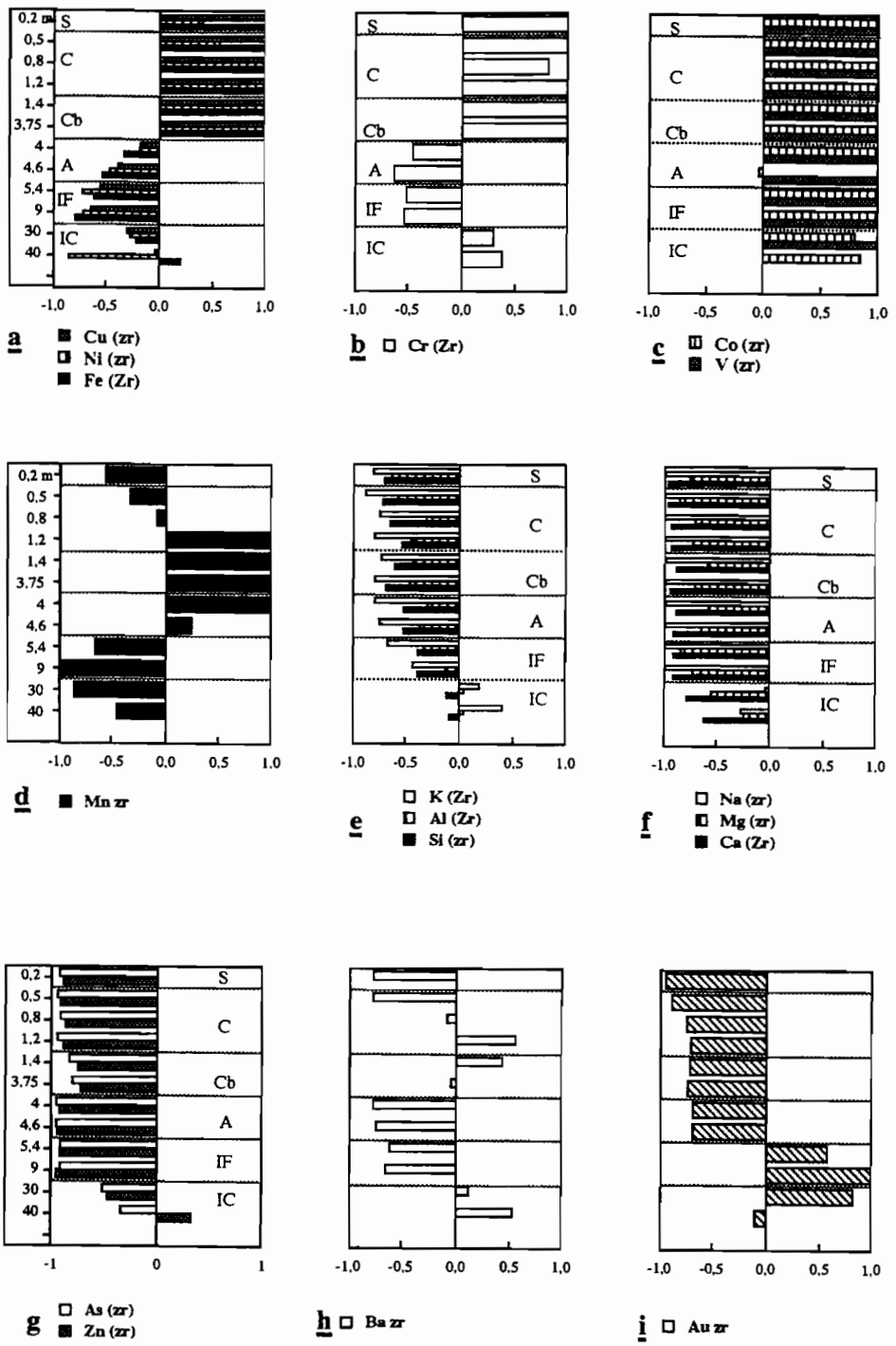


Figure 47 : Unité basse; Bilan de masse le long de la colonne minéralisée
IC = isaltérite cohérente; IF = isaltérite friable; A = allotérite; CB = base carapace; C = carapace; S = Sol

- Ca-Mg-Na : ces éléments sont lessivés dès l'isaltérite cohérente (*Fig.47 f*). où le calcium montre le plus fort rapport de perte (- 0,62 et - 0,78) suivi du magnésium (- 0,24 et - 0,28) et enfin du sodium (- 0,03 et - 0,28). Nous avons vu ci-dessus que le potassium y était

faiblement enrichi. Les rapports de perte entre roche mère et l'isaltérite cohérente d'une part, entre roche mère et horizons ferrugineux d'autre part, montrent que le calcium est le premier élément de ce groupe à être éliminé, suivi du magnésium, du sodium et enfin du potassium. Ces résultats concordent avec l'altération différentielle des minéraux décrite dans le chapitre consacré à l'étude pétrologique. L'ordre de départ des éléments alcalins et alcalino-terreux peut être résumé comme suit : Ca (carbonate) > Mg (chlorite) > Na (albite) > K (muscovite). La disparition totale de l'albite dès l'isaltérite friable se marque par l'élimination quasi-totale du Na à partir de cet horizon.

- As et Zn : ces éléments sont presque totalement éliminés à partir de l'isaltérite friable (*Fig.47 g*). On note une légère réduction de la perte à la base de la carapace suivie à nouveau d'une lixiviation croissante jusqu'au sol.

Ba : cet élément est concentré dans l'isaltérite cohérente (t = 0,55) et à la base de la carapace (t = 0,44 et 0,55). Dans le reste du profil, il est plus ou moins lessivé (Fig.47 h).

- Ti : son amplitude de fluctuation reste globalement faible (- 0,25 < t < 0,25), sauf dans l'isaltérite cohérente (t = 0,44) traduisant une mobilité restreinte.

- Au : l'or se concentre préférentiellement dans l'isaltérite où les rapports d'enrichissement t, sont compris entre 0,6 et 1,3 (*Fig.47 i*). L'or est appauvri de façon constante de l'allotérite au sommet de la carapace (t autour de - 0,7) et fortement lixivié dans les 60 derniers cm (t < - 0,90).

I.3 - Discussions et conclusions de l'étude géochimique de l'unité basse

L'unité basse, montre deux ensembles d'horizons bien distincts dans la répartition des éléments majeurs et des éléments en traces : un ensemble constitué par les roches mères, l'isaltérite, l'allotérite et un ensemble constitué par la carapace et le sol.

L'évolution géochimique de l'unité basse se traduit par une perte de la silice, de l'alumine, des alcalins et des alcalino-terreux, et une concentration du fer de plus de 50 % (t > 1). La perte de la silice est supérieure à celle de l'alumine et inférieure à celle du potassium et autres bases. Contrairement aux autres bases, le potassium se maintient assez haut dans le profil, reflétant la persistance de la muscovite.

Le quartz est progressivement dissous, la kaolinite diminue en faveur de la goethite. Le tassement s'effectue parallèlement à la lixiviation comme indiqué par la très bonne corrélation de l'indice de déformation ea avec les taux de lixiviation de Si (R = 0,93), de Al (R = 0,93), des alcalins et alcalino-terreux (R > 0,65). Les phénomènes de fauchage sont des mécanismes physiques, qui reflètent ce tassement.

Les résultats des traitements statistiques du bilan de l'altération supergène de l'albitite sont donnés par la *figure 48*.

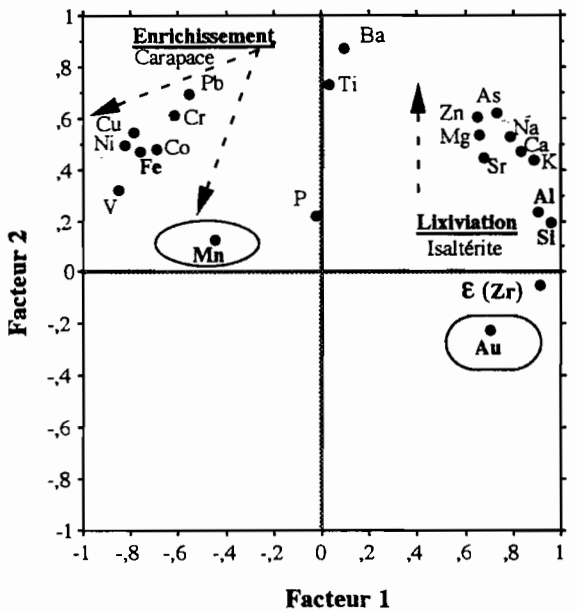


Figure 48 : Bilan isozirconium de l'altération de l'albitite (ACP)

Le fer migre vers le bas à travers le système poral et envahit progressivement la matrice kaolinique. La nodulation ferrugineuse se développe aux dépens de la matrice. Le stock de fer libéré par les sulfures, la chlorite et l'ankérite ne suffit pas à expliquer l'importance de sa concentration dans l'ensemble supérieur ($t > 1$). Il faut donc envisager des apports latéraux. Cela est clairement mis en évidence par l'analyse factorielle qui montre l'appartenance du fer à deux facteur (F1 et F4). Le facteur 1 caractérise l'apport latéral du fer alors que le facteur 4 illustre la ferruginisation résiduelle en opposition à la kaolinitisation.

Enfin les oxydes de manganèse présentent également une accumulation de plus de 50 %. Leur venue est tardive, postérieure aux oxy-hydroxydes de fer comme l'ont montré l'examen pétrologique. La néoformation d'oxyde de manganèse de type pyrolusite à la base de la carapace traduit un certain confinement avec un pH alors devenu plus basique à cet endroit que dans l'altérite et au sommet de la carapace où il est soumis à un lessivage. Une partie du manganèse notamment celle de l'ensemble inférieur, est issue de l'altération des calcites dont on a vu qu'elles étaient manganésifères (MnO : 2,40 % poids)

Le profil de l'unité basse a la particularité de concentrer de plus de 50 %, les éléments traces comme Cu, Ni, Co, dans la carapace ferrugineuse, surtout dans sa partie basale. Dans les altérites, ces métaux se solubilisent et sont fortement lessivés au cours de l'abaissement du front d'altération (Kolsotra et Prasad, 1981; Ambrosi, 1984). Un léger enrichissement en Ni à la base de la cuirasse, a été déjà observé par certains auteurs (Freyssinet, 1990; Sadler et Gilkes, 1976;

Boulangé, 1984). De même Parisot *et al.*, (1989), montrent une association entre Cu et les oxydes de fer dans certains profils d'altération de l'Est brésilien. Les concentration de Cu, Ni et Co dans les horizons ferrugineux de notre système sont dues à un apport latéral en association avec Mn et Fe (facteur 1), en provenance de l'amont de l'unité basse ou des unités plus hautes. En effet, Cu, Ni et Co caractéristiques de roches basiques, sont plus riches dans les ensembles roche mère et isaltérite de l'encaissant que dans la zone minéralisée. Ils ont pu alimenter le profil minéralisé, par imprégnation latérale et en association au manganèse et/ou avec le fer dans les fissures. Le baryum s'y localise également.

Le vanadium se concentrent dans l'ensemble ferrugineux. Les travaux de Nahon (1976); d'Ambrosi (1984) et Freyssinet et *all*. (1986 a) ont montré une affinité de cet élément pour les oxydes et hydroxydes de fer.

L'or s'accumule dans l'isaltérite jusqu'à un facteur t = 1,3 (plus de 50 %). En revanche il est éliminé de l'ensemble supérieur. Sa présence importante dans la fraction < 2 µm de l'isaltérite peut être due à la présence de très fines particules d'or. La localisation préférentielle de l'or dans les nodules ferrugineux par rapport à la matrice pour les horizons de carapace et dans le sol, indique soit un départ des fines particules de la matrice soit une dissolution plus poussée dans la matrice. Les études morphologique et chimique de l'or particulaire, devraient permettre de répondre de façon plus précise au prochain chapitre.
L'or se disperse avec une auréole qui s'étend vers l'aval de l'axe minéralisé. Les teneurs étant élevées jusqu'à 100 mètres au minimum. L'arsenic est un bon traceur de l'or à cause de sa relative stabilité dans la zone d'oxydation. Les teneurs en As diminuent vers le sommet du profil, mais elles restent importantes dans les ensembles ferrugineux. Elles diminuent au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'axe de la minéralisation aurifère, en allant vers l'aval et traduisent ainsi, l'éloignement à la source primaire.

II - Géochimie des profils de l'unité moyenne et supérieure

L'évolution géochimique des profils des unités moyenne et supérieure est étudiée par l'analyse chimique de 45 échantillons roche totale dont 23 sont issus du profil de l'unité moyenne et 22 de celui de l'unité supérieure. Des nodules schisteux et des nodules de cuirasses plus anciennes (nodules ferrugineux à cortex sécants et débris de bauxite) sont séparés pour le dosage de l'or.

Il serait hasardeux d'effectuer des bilans géochimiques sur les profils d'altération de ces unités dont l'examen pétrologique a montré qu'ils remanient des matériaux d'origines diverses. Le choix d'un invariant se révèle impossible. Nous nous contenterons de suivre le

comportement des différents éléments les uns par rapport aux autres et d'en dégager, à travers les traitements statistiques, les différentes associations géochimiques.

II.1 - Répartition des éléments majeurs

II.1.1 - Répartitions des majeurs dans le profil de l'unité moyenne

- Le système SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3

Le diagramme ternaire SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 (*Fig.49*) fait ressortir une faible différenciation entre le pôle représenté par la carapace et la cuirasse et le pôle constitué par l'allotérite et l'isaltérite et rend compte de l'accumulation importante du fer décrite à la base de ce profil. Les points figuratifs sont légèrement en dessous de la droite de la kaolinite et traduisent la substitution de l'aluminium par le fer ainsi que la présence de gibbsite. D'autant qu'il y subsiste du quartz.

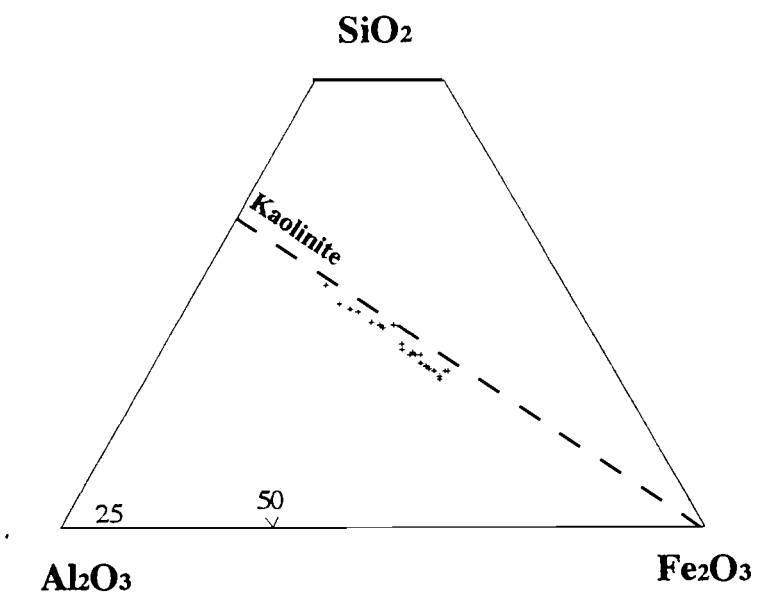


Figure 49 : Diagramme ternaire SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3 de l'évolution du profil de l'unité moyenne

Au sein de ce profil, les teneurs en silice sont beaucoup moins importantes que dans l'unité basse et sont comprises entre 15 % et 26 %. La silice diminue graduellement, mais faiblement de l'isaltérite au sommet de l'allotérite (*Fig.49*). Sa teneur reste constante sur toute l'épaisseur de l'horizon à carapace ferrugineuse et diminue dans la cuirasse. Elle montre une légère rupture au contact entre la cuirasse cohérente et la cuirasse friable. L'alumine montre une

évolution identique à celle de la silice. Le rapport SiO_2 / Al_2O_3 reste constant indiquant l'appartenance de l'essentiel de la silice à la kaolinique.

Les teneurs en oxyde de fer augmentent de l'isaltérite (32 % Fe_2O_3) à la cuirasse (54 % Fe_2O_3), en corollaire à l'augmentation des teneurs en goethite et en hématite. Néanmoins une légère discontinuité apparaît entre la cuirasse cohérente et la cuirasse friable.

- Les autres éléments majeurs

De la base vèrs le sommet, on observe (*Fig.50)* :

* une diminution du titane dans la carapace et dans la cuirasse avec une discontinuité entre l'altérite et les ensembles ferruginisés;

* des teneurs élevées en manganèse dans l'isaltérite et à la base de la cuirasse cohérente faisant apparaître une discontinuité marquée au contact entre la cuirasse cohérente et la cuirasse friable;

* des teneurs en phosphore, insignifiantes dans l'isaltérite et dans l'allotérite, et devenant de plus en plus élevées vers le sommet du profil ;

* une élimination des alcalins et des alcalino-terreux dans la carapace et dans la cuirasse où leurs teneurs sont inférieures au seuil de détection.

Le potassium montre un comportement particulier. Les teneurs sont faibles et inférieures à 0,1 % dans l'isaltérite et dans l'allotérite et supérieures à 0,1 % dans la carapace ferrugineuse et dans la cuirasse. Le maximum en K_2O est fourni par la carapace ferrugineuse (0,24 %). Il met en évidence la même discontinuité que celle observée dans l'évolution du titane (*Fig.50*).

II.1.2 - Répartition des majeurs dans le profil de l'unité supérieure

- Le système SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 :

Le diagramme ternaire SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 montre une discontinuité géochimique entre l'altérite et les ensembles ferruginisés (*Fig.51*). Contrairement à l'unité moyenne, les points se situent au dessus de la droite de kaolinite pour l'altérite et la carapace et s'alignent sur cette droite pour la cuirasse. Le profil de l'unité supérieure est mieux "élaboré" que celui de l'unité moyenne et permet de distinguer clairement les ensembles isaltérite et allotérite, des ensembles carapace et cuirasse. Le premier ensemble de par la présence importante de l'illite, s'écarte de la droite de mélange kaolinite-oxyhydroxyde de fer.

A partir de la carapace, les points figuratifs s'alignent parfaitement sur la droite de mélange. Rappelons que les analyses ponctuelles de la matrice argilo-ferrugineuse et des nodules ferrugineux, se plaçaient sous cette droite (chapitre IV). Il apparaît que l'excès de silice (quartz) et l'excès d'alumine (Al bauxite, Al de substitution) se compensent.

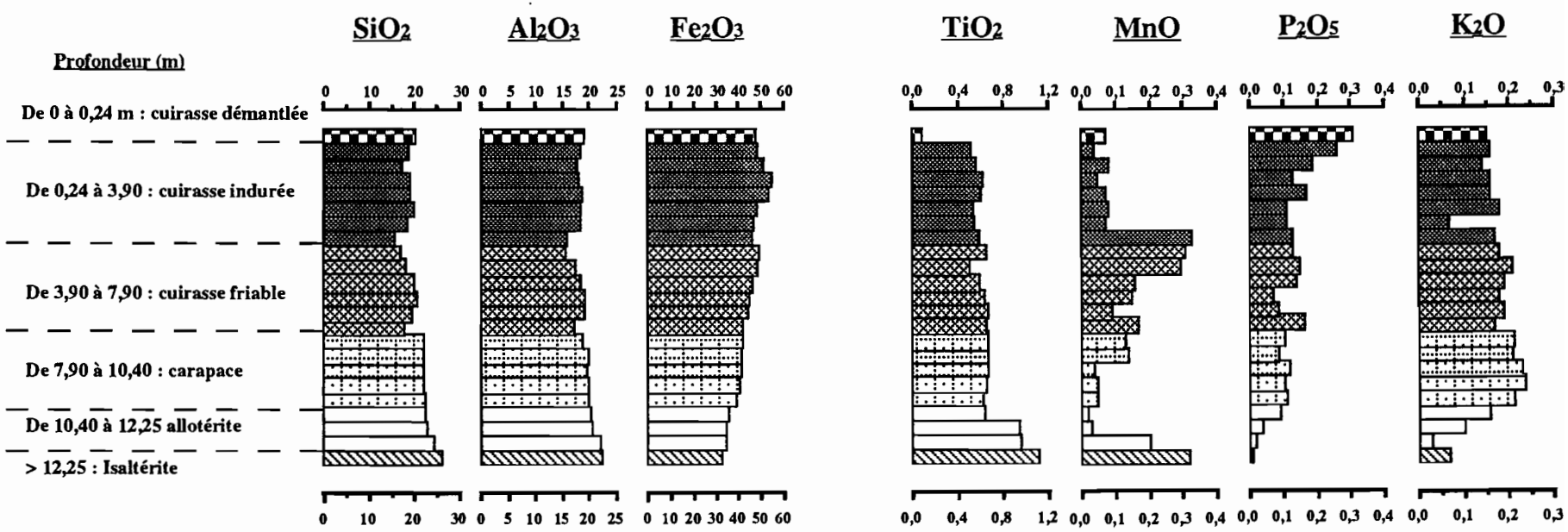


Fig 50 : Variation des teneurs (en % d'oxyde) des éléments majeurs dans le profil de l'unité moyenne

La silice et l'alumine ont un comportement similaire et leurs teneurs diminuent graduellement de l'isaltérite à la cuirasse nodulaire cohérente. Puis elles accusent une légère augmentation dans le faciès de cuirasse alvéolaire. A l'opposé, l'oxyde de fer augmente de l'isaltérite (8 % Fe_2O_3) au sommet du profil (50 % Fe_2O_3) (*Fig.52*). La cuirasse alvéolaire en contient légèrement moins que les faciès nodulaires.

Il faut remarquer que les teneurs en Fe_2O_3 sont moins importantes dans l'isaltérite de ce profil (8 % Fe_2O_3) que dans l'isaltérite du profil de l'unité moyenne, au sein de laquelle elles atteignent 30 %.

Les cuirasses alvéolaire et nodulaire se différencient bien par leurs teneurs en ces trois éléments majeurs du fait de l'abondance de quartz infra-millimétriques dans la première et de sa faible proportion en nodules ferrugineux dégradés.

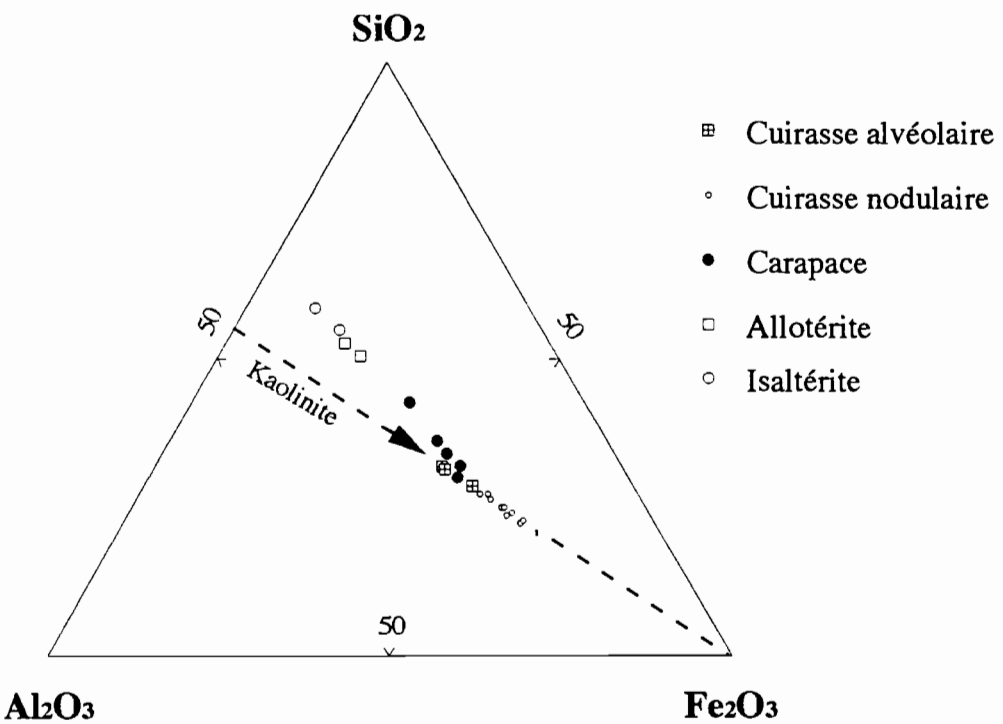


Figure 51 : Diagramme ternaire SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 de l'évolution du profil de l'unité supérieure

- Les autres éléments majeurs

Le titane se maintient à la base du profil (1,2 % TiO_2). Sa teneur baisse à partir de la carapace (*Fig. 52*). Elle est plus importante dans la cuirasse alvéolaire (1 %) que dans les faciès nodulaires (inférieure à 0,8 %). Les teneurs en MnO sont plus élevées dans l'isaltérite et au passage de la carapace à la cuirasse nodulaire et à la base de la cuirasse alvéolaire. Les teneurs en K diminuent rapidement de l'isaltérite (3,8 % de K_2O) au sommet de la carapace (1 %). Dans le reste du profil, les teneurs sont toujours inférieures à 0,5 %. Les fortes valeurs en K à la base du profil, sont à corréler à la prépondérance de l'illite dans l'isaltérite et dans l'allotérite.

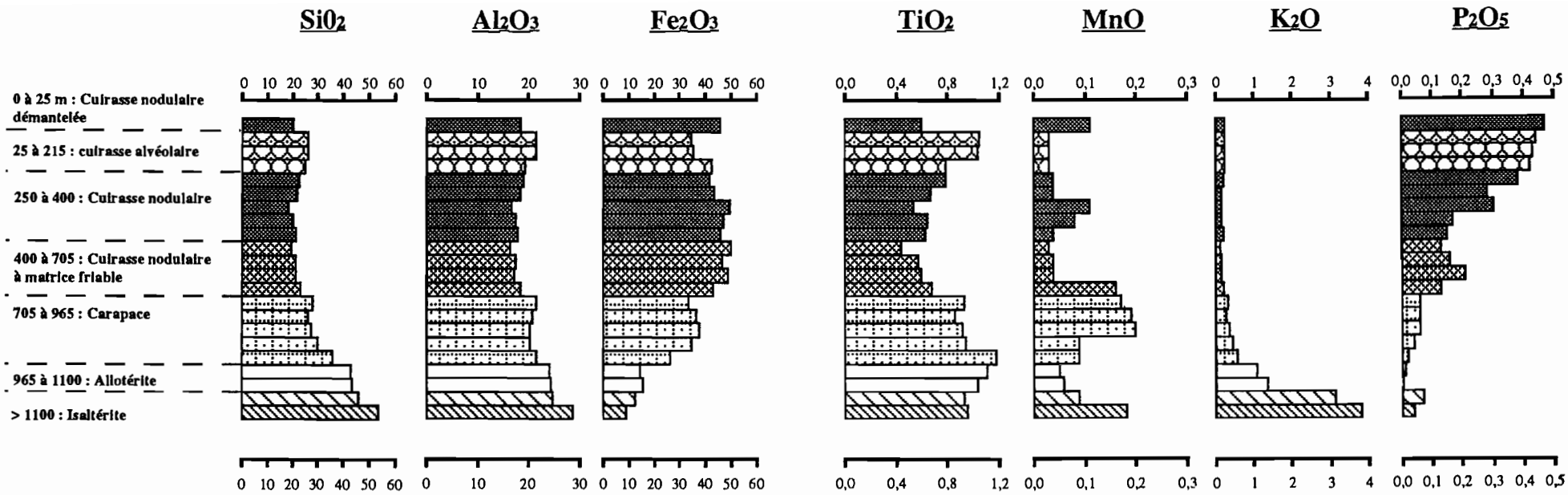


Figure 52 : Variation des teneurs en % des éléments majeurs dans le profil de l'unité supérieure

Les teneurs en phosphore augmentent progressivement de la base au sommet du profil. MgO, Na_2O, CaO sont présents dans l'isaltérite et dans l'allotérite et se trouvent rapidement éliminés dès la carapace. Leurs teneurs sont quasiment nulles dans les horizons de cuirasse. Le calcium montre une évolution particulière avec une teneur maximale dans la cuirasse nodulaire démantelée.

II.2 - Répartition des éléments traces

II.2.1 - Répartition des éléments traces dans le profil de l'unité moyenne

Rb, Sr, Nb, Y, Mo qui ont des teneurs inférieures au seuil d'analyse ou peu représentatives ne sont pas pris en compte. Les éléments en traces peuvent être groupés en deux groupes principaux, avec dans chacun, de légères variations d'un élément à l'autre.

a) Les éléments à teneurs plus élevées dans l'altérite, et parfois dans la carapace que dans la cuirasse

Ce premier groupe d'éléments est constitué par Ni, Cr, Co, Cu, Zn et Ba, éléments dont les teneurs diminuent dans les horizons ferruginisés.

Ni et Cr diminuent par palier (*Fig. 53*). Les teneurs importantes dans l'altérite, moins importantes dans la carapace, puis dans la cuirasse friable, sont fortement déprimées dans la cuirasse cohérente et dans la cuirasse démantelée. Cu et Zn baissent globalement de façon graduelle de l'isaltérite au sommet du profil. Ces élément soulignent la discontinuité marquée par les majeurs au passage entre la cuirasse friable et la cuirasse cohérente. Ba est bien représenté dans l'isaltérite (290 ppm). Il reste inférieur à 100 ppm tout au long du profil, sauf deux légères augmentations à la transition entre la carapace et la cuirasse et surtout entre la cuirasse friable et la cuirasse cohérente.

b) Les éléments dont les teneurs sont plus élevées dans les ensembles ferruginisés que dans l'altérite

Ces éléments sont : V, Pb, As, et Zr. V augmente de l'isaltérite (autour de 400 ppm) jusqu'au sommet (715 ppm) (*Fig. 53*). As se localise préférentiellement à la base de la carapace (130 ppm), mais montre deux maxima d'importance moindre dans la cuirasse. Les teneurs en As sont plus faibles que dans le profil de l'unité basse et s'échelonnent entre 20 et 126 ppm pour 100 ppm à 600 ppm dans les ensembles d'altération de l'unité basse. Cet élément souligne la discontinuité notée entre l'altérite et les ensembles ferruginisés.

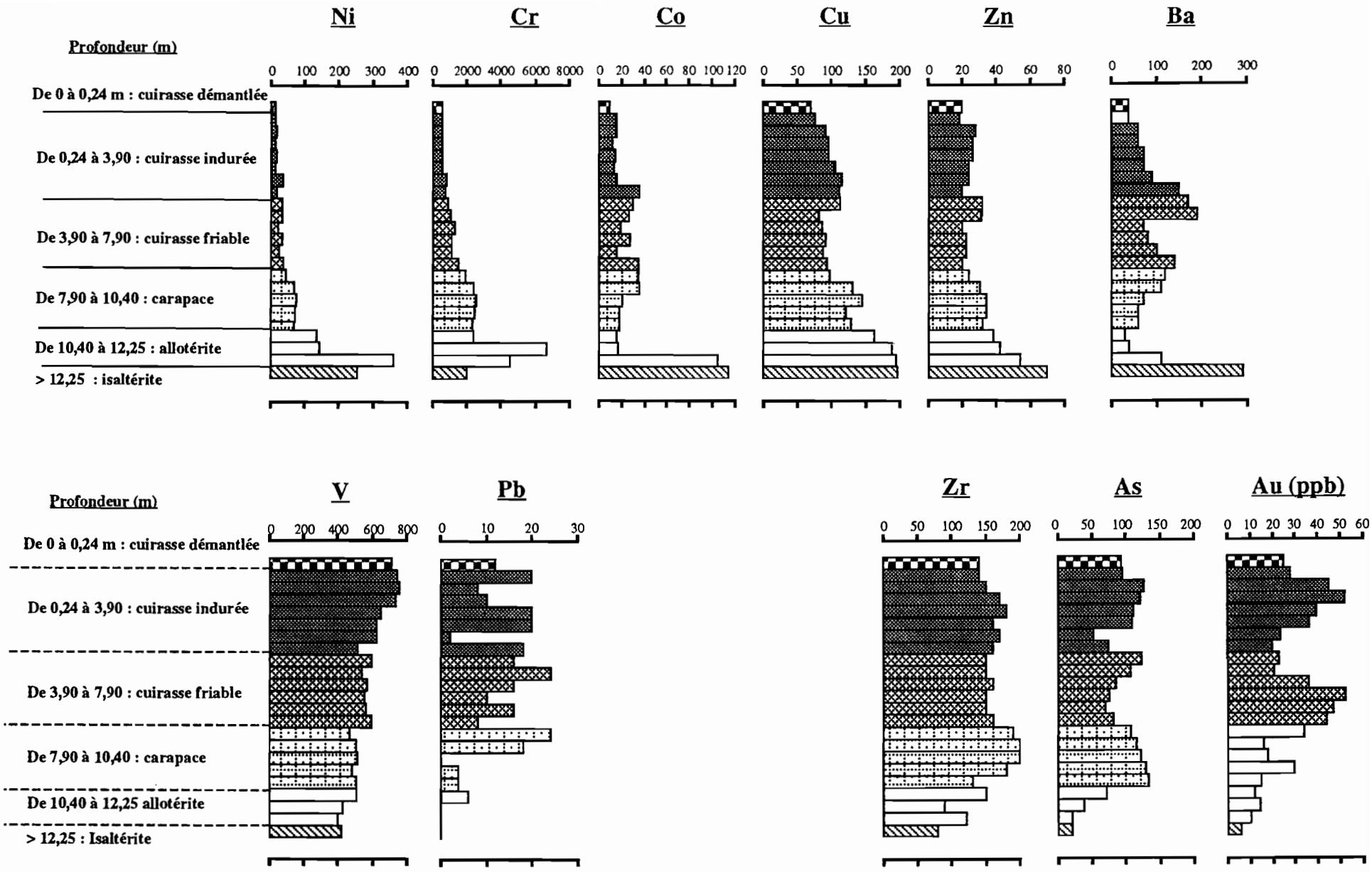


Figure 53 : Variation des teneurs en ppm des éléments traces dans le profil de l'unité moyenne

Zr augmente dans la carapace et restent assez constant dans la cuirasse. Comme As, TiO_2, K_2O, la répartition du zirconium marque une rupture entre l'altérite et les ensembles ferruginisés.

c) Répartition de l'or

L'or a un comportement spécifique. Les teneurs en or sont très faibles, bien inférieures à celles du profil de l'unité basse. Elles varient entre 5 et 50 ppb. Les teneurs augmentent de l'isaltérite au sommet de la carapace (*Fig. 53*). L'or montre deux maxima dans l'ensemble cuirassé, séparés par une zone à faibles concentrations au contact entre la cuirasse indurée et la cuirasse à matrice friable. L'analyse des matériaux séparés tels que nodules schisteux, nodules ferrugineux hématitiques à cortex sécant (nodules anciens), fragments de bauxite, donnent des teneurs souvent inférieures au seuil de détection ou des valeurs très faibles (< 5 ppb) (*Tabl.XXV*). La distribution de l'or dans ce profil est totalement différente de celle notée dans l'unité basse.

Tableau XXV Résultat des analyses chimiques de l'or (ppb) des nodules de l'unité moyenne

Horizons	**nodules schisteux**	**nodules Fe anciens**	**fragments de bauxite**
Cuirasse démantelée	2	3	2
Cuirasse cohérente	nd	nd	5
Cuirasse friable	nd	4	3
Carapace	3	5	3

nd = non détecté

II.2.2 - Répartition des éléments traces dans le profil de l'unité supérieure

Rb, Sr, Nb, Y, Mo ont des teneurs inférieures au seuil de dosabilité ou sont peu représentatives.

Hormis l'évolution particulière de l'or, on distingue, trois ensembles principaux dans l'évolution des éléments traces :

- des éléments à teneurs plus élevées dans les horizons de carapace et de cuirasse;
- des éléments à teneurs plus élevées dans l'altérite;
- des éléments à évolution aléatoire.

a) Cu, V, Cr, et As

Les ensembles ferruginisés montrent des teneurs plus élevées en ces éléments que l'altérite (*Fig. 53*). Cu, est plus marqué dans la cuirasse alvéolaire que dans les cuirasses nodulaires. Les teneurs maximales en Cr sont notées à la base de la cuirasse ou elles atteignent localement 2000 ppm. A partir de cet horizon, les teneurs diminuent progressivement jusqu'au sommet (830 ppm). As montre la teneur la plus importante dans la carapace (200 ppm).

b) Zn et Ba

Zn et Ba sont plus abondants dans les ensembles kaoliniques (allotérite et isaltérite) que dans les ensembles ferrugineux (*Fig. 54*). Ba montre comme CaO, la teneur la plus importante (1500 ppm) dans la cuirasse démantelée.

c) Les éléments à évolution aléatoire

Co et Pb ont une évolution erratique même si Pb semble se localiser préférentiellement dans la carapace (*Fig. 54*). Les teneurs en zirconium augmentent de l'isaltérite (180 ppm), au sommet de l'allotérite (290 ppm) puis diminuent jusqu'à la base de la cuirasse nodulaire (130 ppm) (*Fig. 53*). Ces teneurs sont légèrement plus marquées dans la cuirasse alvéolaire que dans le faciès nodulaire. Elles montrent une évolution grossièrement comparable à celle de l'or.

d) La répartition de l'or

Les teneurs en or sont très faibles tout au long du profil et sont comprises entre 2 et 60 ppb. Les teneurs sont les plus basses dans l'altérite au sein de laquelle elles sont inférieures à 11 ppb. La carapace ferrugineuse présente les teneurs les plus élevées en or (*Fig. 54*). Dans la cuirasse, l'or montre une évolution en dent de scie même si une légère tendance à la croissance apparaît entre la base de la cuirasse alvéolaire et la cuirasse nodulaire démantelée. Comme dans le profil de l'unité moyenne, les teneurs sont très faibles (< 10 ppb) ou inférieures au seuil de détection, dans les nodules schisteux, dans les nodules ferrugineux anciens et dans les fragments de bauxite (*Tabl. XXVI*). La distribution de l'or dans ce profil est également tout à fait différente de celle observée dans l'unité basse.

Tableau XXVI : Résultat des analyses chimiques de l'or (ppb) des nodules de l'unité supérieure

Horizons	**nodules schisteux**	**nodules Fe anciens**	**fragments de bauxite**
Cuirasse nodulaire d	5	2	6
Cuirasse nodulaire	3	nd	
Carapace	7	8	

nd = non détecté

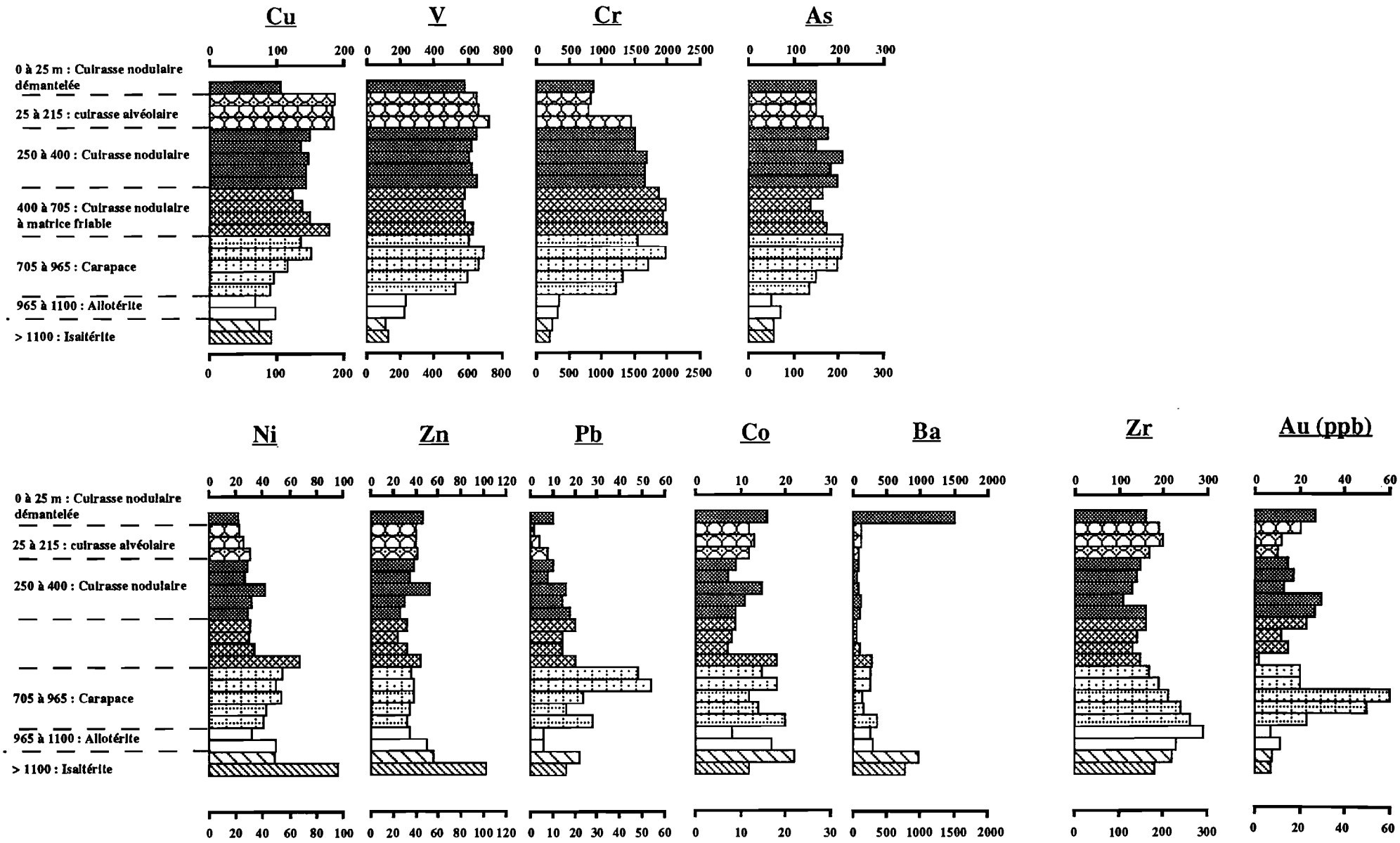


Figure 54 : Variation des teneurs en ppm des éléments traces dans le profil de l'unité supérieure

II.3 - Les associations et faits géochimiques marquants

II.3.1 - Associations et faits géochimiques marquants dans l'unité moyenne

L'analyse des variances maximales, réalisée à partir de l'importance des facteurs extraits de l'ACP, permet de distinguer quatre principaux axes factoriels qui expliquent 84 % de la variance totale (*Tabl.XXVII*). Ils correspondent à 4 associations géochimiques liées à l'évolution du profil.

Tableau XXVII : Facteur issus de l'ACP, pour le profil de l'unité moyenne

	F1	F2	F3	F4
Variance (%)	55,0	14,0	8,2	6,3
SiO_2	0,79	-0,29	0,11	0,44
Al_2O_3	0,78	-0,33	0,29	0,29
Fe_2O_3	-0,87	0,27	0,15	-0,09
MnO	0,25	0,76	-0,48	-0,23
MgO	0,86	0,28	0,27	0,19
CaO	0,78	0,41	0,26	0,24
Na_2O	0,65	0,51	0,16	0,39
K_2O	-0,57	-0,16	-0,47	0,58
TiO_2	0,84	0,03	-0,21	-0,07
P205	-0,74	0,16	0,46	0,04
Ba	0,44	0,73	-0,37	0,02
Cr	0,70	-0,56	-0,11	-0,13
Co	0,82	0,43	-0,08	-0,05
Cu	0,92	-0,23	-0,05	-0,05
Zn	0,93	0,13	0,08	0,14
Ni	0,93	-0,05	0,06	-0,10
Pb	-0,64	0,37	-0,31	0,09
V	-0,77	0,19	0,54	-0,06
Zr	-0,63	-0,20	-0,38	0,32
As	-0,71	-0,09	-0,15	0,53
Au	-0,65	0,06	0,08	-0,02

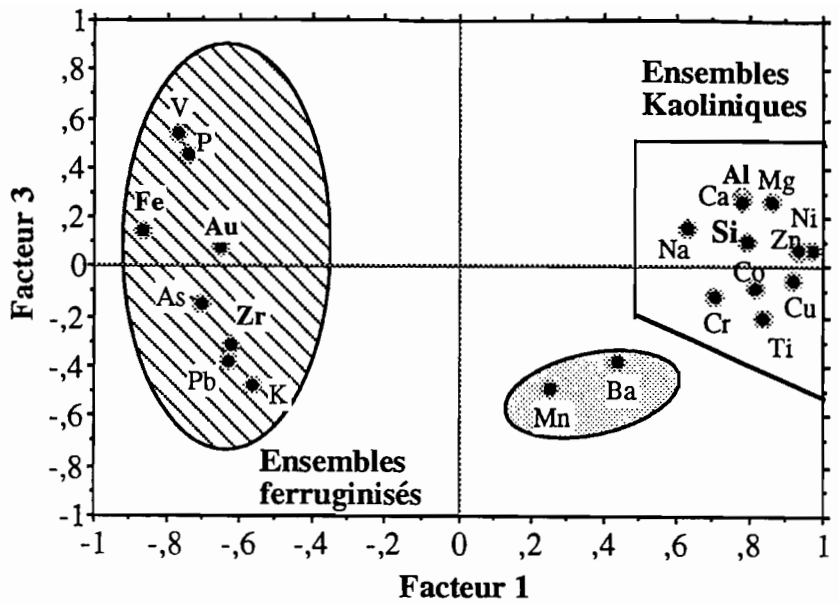


Figure 55 : Les grands groupements d'éléments dans l'unité moyenne, mis en évidence en croisant les facteurs 1 et 3 de l'ACP

- Le facteur 1, le plus discriminant avec 55,7 % de la variance, traduit un degré de similitude important entre les différentes variables. Cependant, il met en évidence l'opposition géochimique entre les ensembles ferruginisés avec Fe-V-P-Pb-As et à moindre degré Au et Zr et les ensembles kaoliniques caractérisés par le groupement Si-Al-Ti-Mg-Ca-Na-Cu-Cr-Co-Zn-Ni. Ces derniers éléments sont corrélés à la diminution de la kaolinite et des minéraux parentaux de la base vers le sommet du profil (*Fig. 55*). Au et Zr ont un caractère non résiduel dans ce profil, contrairement au profil de l'unité basse.

- Le second facteur (14 %) correspond à l'association Mn-Ba. Il caractérise l'isaltérite et la base de la cuirasse cohérente.

- Le troisième facteur (8,2 %) représenté par P-V, traduit leur augmentation croissante de la base vers le sommet du profil.

- Le quatrième facteur (6,3 %), met en évidence l'association K-As et traduit l'augmentation de leurs teneurs à partir de la carapace.

Le profil de l'unité moyenne conserve la signature d'une roche mère basique dans l'altérite, comme indiqué par des teneurs élevées en Cr, V, Ni, Co. Au delà, cette signature devient difficile à suivre. Dans les horizons ferruginisés, l'accumulation de Pb, absent de la roche en place, et d'éléments mobiles (K, As) traduit un caractère d'hétéogénéité géochimique dans ces matériaux.

La répartition des éléments est hétéroclite et ne suit pas toujours les lois générales de la ferallitisation. Elle fait ressortir deux discontinuités : la première au sommet de l'altérite, soulignée par l'évolution de Ti, K, As, Zr, Au et à moindre degré Ni, Cr, Co; la seconde, au contact entre la cuirasse friable et la cuirasse cohérente apparaît dans la répartition de Si, Al, Fe, surtout Mn et Ba et d'une manière peu marquée, ressortie par Cu, Zn et As.

Ces analyses confirment le caractère de mélange de matériaux déjà montré par les observations de terrain ainsi que par l'examen pétrologique. Ces matériaux sont insuffisamment homogénéisés et cela se traduit clairement dans la répartition de la presque totalité des éléments qui s'observe aussi à travers la mauvaise discrimination des facteurs de l'ACP. Toutefois, la discontinuité localisée au sommet de l'altérite peut être expliquée soit par une altération plus poussée sous la carapace (Leprun, 1979) avec préservation de la signature de certains éléments, en l 'occurrence K_2O hérité des débris de schiste, soit par un apport extérieur.

Les teneurs élevées en manganèse dans l'isaltérite sont dues à la présence des placages d'oxydes de Mn dans les plans de diaclase (cf. chapitre II)

II.3.2 - Associations et faits géochimiques marquants dans l'unité supérieure

Cinq branches factorielles représentent 94, 3 % de la variance totale (*Tabl.XXVIII*).

- Le facteur 1 représente 52 % de la variance. Là aussi, le degré de similitude entre les variables est important. Ce facteur met en opposition les horizons kaoliniques par le groupement Si-Al-Ti-Mg-K-Na-K-Zn et les horizons ferruginisés par Fe-V-Cr-Cu-As (*Fig. 56*).

- Le facteur 2 (13,7 % de la variance) traduit l'abondance de Mn-Pb et Ni, dans la carapace ainsi que dans l'altérite.

- Le facteur 3 (9,3 %) fait ressortir, le caractère du zirconium du titane et de l'or à être faibles dans l'altérite et maximal dans la carapace.

- Le facteur 4 (8,4 %) traduit les valeurs maximales en Ca et Ba dans la cuirasse nodulaire démantelée.

- Le facteur 5 (6,9 %) traduit l'importance du cuivre dans la cuirasse alvéolaire ainsi que l'augmentation du phosphore au sommet du profil.

Les processus d'altération, de kaolinitisation puis ferruginisation sont plus marqués dans le profil de l'unité supérieure que dans celui de l'unité moyenne. Les matériaux constitutifs ont été mieux homogénéisés et les éléments montrent des évolutions plus "logiques". La différenciation géochimique ne masque pas pour autant toutes les aspérités liées au caractère hétérogène des matériaux du profil. On peut ainsi noter une discontinuité localisée dans la

transition entre la carapace et la cuirasse nodulaire friable et une autre discontinuité offerte par la cuirasse alvéolaire.

Tableau XXVIII : Facteur issus de l'ACP, pour le profil de l'unité supérieure

	F1	F2	F3	F4	F5
Variance (%)	52	13,7	9,3	8,4	6,9
SiO_2	0,98	0,03	0,04	-0,14	0,03
Al_2O_3	0,92	0,07	0,04	-0,18	0,23
Fe_2O_3	-0,96	-0,02	-0,14	0,17	-0,12
MnO	0,25	0,86	-0,08	0,28	0,12
MgO	0,97	0,09	-0,03	-0,06	-0,16
CaO	-0,03	-0,37	0,19	0,82	0,05
Na_2O	0,88	-0,08	-0,34	-0,06	-0,22
K_2O	0,91	0,05	-0,33	0,00	-0,03
TiO_2	0,63	0,06	0,54	-0,31	0,40
P205	-0,52	-0,53	-0,24	0,12	0,54
Ba	0,50	-0,04	-0,13	0,77	0,27
Co	0,39	0,44	0,16	0,28	0,50
Cr	-0,84	0,39	-0,06	-0,04	-0,26
Cu	-0,73	0,00	-0,28	-0,36	0,47
Ni	0,59	0,65	-0,37	-0,08	0,00
Zn	0,68	0,13	-0,58	0,08	0,24
Pb	-0,03	0,97	0,13	0,08	-0,04
V	-0,93	0,15	0,15	-0,04	0,20
Zr	0,64	-0,02	0,70	-0,12	0,09
As	-0,86	0,43	0,03	0,05	0,07
Au	-0,24	0,29	0,53	0,28	-0,26

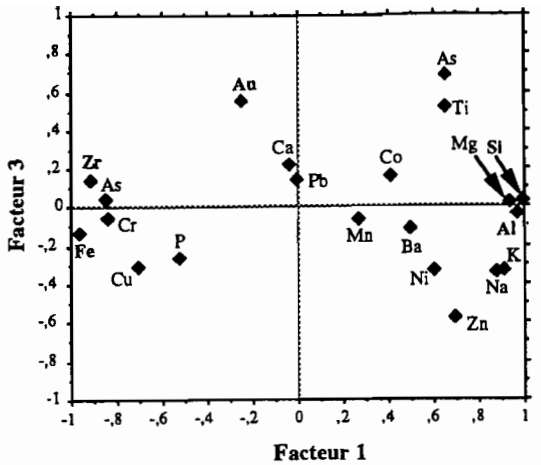


Figure 56 : Les grands groupements d'éléments dans l'unité supérieure, mis en évidence en croisant les facteurs 1 et 3 de l'ACP.

II.4 - Discussions, conclusions de l'évolution géochimique des profils anciens

Dans les profils d'altération des unités moyenne et supérieure, le caractère hétérogène des matériaux est mis en exergue par la répartition de la plupart des éléments. Des discontinuités géochimiques sont présentes.

Les compositions chimiques et minéralogiques des cuirasses de l'unité moyenne et de l'unité supérieure sont proche, la première étant plus riche en fer, ce que certains auteurs associent à une plus grande maturité (Boeglin, 1981). On ne peut toutefois pas envisager que la cuirasse de l'unité moyenne soit antérieure à celle de l'unité supérieure. En effet, la disposition relative de ces deux unités, constante dans la région de Poura et plus généralement en Afrique de l'Ouest, implique l'existence préalable de l'unité supérieure. Celle-ci devait conserver des sols meubles dans des conditions climatiques permettant le cuirassement de l'unité moyenne, tout en conservant, malgré la mise en relief, des formes planes dont les matériaux de recouvrement stratifiés attestent qu'elles sont antérieures au cuirassement. La formation sur des sommets, de telles cuirasses stratifiées reste difficilement explicable par un autre processus.

L'hypothèse pourrait être faite du cuirassement contemporain des deux unités, en faisant appel à une différenciation latérale (Nahon, 1976; Freyssinet, 1990) ou a un enfoncement vertical différentiel du paysage (Tardy, 1992). De fait, à Larafella, la disposition de l'unité moyenne par rapport à l'unité supérieure permet d'envisager le passage de l'une à l'autre en continuité ou par une simple rupture de pente, l'entaille qui les sépare actuellement étant récente (*Fig. 57*). Mais un argument s'oppose à la contemporanéité des cuirassements. C'est le fort

abaissement du niveau de base dans l'intervalle de temps qui sépare la formation des deux unités. Ce que montre une terrasse alluviale du Mouhoun (drain majeur régional) associée à l'unité supérieure et dont l'altitude est nettement plus élevée que l'altitude de l'aval de l'unité moyenne. Cette haute terrasse étant cuirassée, à défaut d'admettre que la mise en relief de l'unité supérieure, sous forme de plateaux, puisse précéder son cuirassement, il faut l'intervention une période d'érosion assez longue entre le cuirassement de l'unité supérieure et celui de l'unité moyenne (même si son effet est limité à l'amont de l'unité moyenne de Larafella). De plus la différenciation latérale ou l'enfoncement vertical, pourrait rendre compte de l'évolution géochimique globale des éléments majeurs, mais n'expliquerait pas l'existence de discontinuités observées dans la répartition des traces ainsi que de discontinuité sédimentologique bien marquée dans l'unité supérieure avec des horizons à débris de cuirasse ancienne et des horizons riches en sables quartzeux.

En réalité rien ne s'oppose à ce qu'une cuirasse soit plus riche en fer qu'une cuirasse plus ancienne. C'est le cas général pour les cuirasses intermédiaires, plus riches en fer que les cuirasses alumino-ferrugineuses de la surface africaine éocène. Même si ce n'est pas habituel pour les cuirasses quartzo-ferrugineuses lorsqu'elles sont disposées dans la même séquence, la répartition des points représentatifs des cuirasses sur un diagramme ternaire Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3 (Boulangé *et al.*, 1973, Grandin, 1976) montre un recouvrement des domaines de cuirasses du système latéritique quartzo-ferrugineux (Haut-glacis et Moyen-glacis). A Larafella la teneur plus élevée de l'unité moyenne peut s'expliquer par une migration chimique latérale du fer à partir de l'unité supérieure (Maignien, 1958; Beauvais, 1991) venant compléter un stock de fer hérité sous forme de débris de cuirasse ferrugineuse (Grandin, 1976). De tels débris sont présents sur l'unité moyenne avec, comme sur l'unité supérieure, des débris de bauxite. Quant aux circulations latérales, elles sont restées possibles jusqu'à la séparation récente des deux unités et nous avons vu qu'il fallait les mettre à contribution pour l'interprétation de l'étude géochimique détaillée de l'unité basse.

La distribution de l'or, indique clairement qu'à l'opposé de l'unité basse (où cet élément a montré un comportement résiduel), l'or est importé dans les profils des unités moyenne et supérieure. Compte tenu de sa faible altérabilité, le processus essentiel qui contrôle sa concentration dans ces profils est vraisemblablement la dispersion mécanique. L'or semble lié génétiquement aux mêmes processus de concentration que les nodules ferrugineux anciens, les nodules étant très pauvres ou exempts d'or. Ces processus physiques sont antérieurs à la ferruginisation des profils et résultent de la dégradation des cuirasses plus anciennes (intermédiaires et bauxitiques), ainsi que du rabotage de la tête d'un protore minéralisé en or. La seule source locale potentielle d'or est l'albitite à sulfures et or disséminés.

Les processus observés ici sont proches de ceux décrits par Bamba (1991) qui montre que la concentration d'or dans le placer alluvial de Koiréziéna (Nord du Burkina Faso) est le fait d'un processus de dispersion mécanique ancien, indépendant de l'évolution actuelle du placer.

La répartition en or dans les deux profils indique deux maxima (bien marqués dans l'unité moyenne) correspondant soit à deux entrées dans le système soit à une seule entrée séparée par une zone favorable à son évacuation du système. Nous y reviendrons plus en détail dans l'étude des particules d'or.

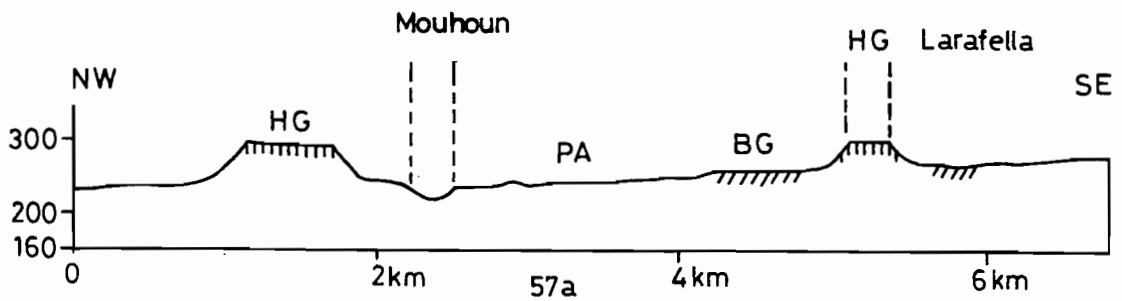


Figure 57 : a : Disposition relative du haut glacis (HG) de Larafella du bas-glacis (BG) de la plaine alluviale du Mouhoun (PA) et d'un haut glacis situé sur la rive opposée.
Les deux témoins de haut-glacis localisent la vallée du Mouhoun

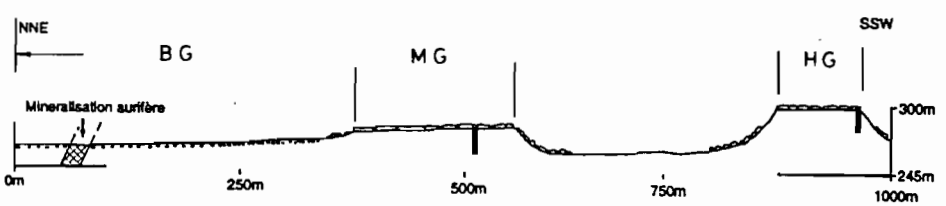


Figure 57 : b : Disposition relative du haut-glacis (HG), du moyen-glacis (MG) de la zone minéralisée dans le bas-glacis (BG)

III- Conclusions sur la géochimie globale

Dans l'unité basse, l'altération supergène conduit à la formation de deux ensembles à l'aplomb de l'albitite : un premier ensemble constitué par l'isaltérite, l'allotérite et un second ensemble constitué par la carapace et le sol.

Le comportement des éléments majeurs se résume comme suit : élimination partielle de la silice, de l'alumine, des alcalins et alcalino-terreux, concentration du fer. Le quartz est progressivement dissous. La kaolinite diminue en faveur de la goethite. Le tassement s'effectue simultanément à la **lixiviation** de Si, Al des alcalins et alcalino-terreux. Les pores ont été colmatés par le fer qui envahit progressivement la matrice kaolinique. Puis survient la nodulation. Une partie du fer est imputable aux apports latéraux. Enfin, viennent tardivement des oxydes de manganèse, en condition plus basique qui caractérisent la base de la carapace.

La plupart des métaux de base se concentrent dans l'ensemble supérieur.

L'or se **concentre** pendant l'altération kaolinique, et est au contraire partiellement **éliminé** pendant la ferruginisation. Les teneurs en or sont importantes dans la fraction < 2 µm de l'altérite et dans les nodules des horizons de carapace et du sol. Il semble également se disperser, en surface avec une auréole qui s'étend vers l'aval de l'axe minéralisé, jusqu'à 100 mètres au minimum. C'est également le cas de l'arsenic.

Dans les unités moyenne et supérieure apparaissent des **discontinuités** marquées plus par le caractère hétérogène des matériaux que par la différenciation géochimique. Les profils accumulent des matériaux des cuirasses plus anciennes et un peu d'or issu du rabotage du protore minéralisé à albitite. Ces profils ont été le siège de processus de ferruginisation-déferruginisation qui tendent à effacer les discontinuités géochimiques initiales entre les divers horizons dont l'examen pétrologique met les limites en évidence. Certaines de ces discontinuités subsistent toutefois, comme entre la cuirasse alvéolaire à squelette sableux et la cuirasse nodulaire de l'unité supérieure.

CHAPITRE VI :

L'OR PARTICULAIRE ET SON CORTÈGE DE MINÉRAUX LOURDS / LE CYCLE DE L'OR DANS LA SÉQUENCE DE LARAFELLA

Introduction

Le cycle de l'or en milieu supergène est contrôlé par plusieurs facteurs dont la nature de la minéralisation primaire, les mécanismes d'altération, l'évolution paléoclimatique et le contexte géomorphologique. Différents types morphologiques de l'or ont été observés dans les profils latéritiques (Butt, 1983; Webster et Mann, 1984; Edou-Minko, 1988; Lawrance, 1988; Michel, 1987, 1993; Colin *et al.*, 1989; Freyssinet, 1990; Bowell, 1992; Sanfo, 1994) et dans les placers alluviaux (Saager, 1969; Desborough, 1970; Halbauer et Utter, 1977; Utter, 1979; Halbauer, 1981; Hérail, 1984). Les travaux récents démontrent que l'or est susceptible de s'altérer en milieu supergène (Freyssinet,1994; Benedetti et Boulègue, 1991; Colin *et al.*, 1993, Foster *et al.*, 1993), pour ne citer que ceux-ci. Les marques de déformation chimiques et mécaniques sont enregistrées par les particules.

L'étude de la composition chimique de l'or couplée à la morphologie avait été utilisée par certains auteurs pour reconstituer l'évolution des placers anciens, notamment le Witwatersrand en Afrique du sud (Halbauer et Utter, 1977; Utter, 1979; Halbauer, 1981). Puis ce rôle traceur de l'or a été utilisé par Hérail (1980; 1984) pour déterminer l'histoire géomorphologique des piémonts du Teleno et des sédiments des bassins intramontagneux du Bierzo au nord ouest de l'Espagne, en Bolivie et au Pérou. Cet auteur considère les particules d'or comme des objets qui évoluent au cours de la transformation des matériaux alluvionnaires qui les contiennent.

Plus récemment, l'utilisation de l'or en tant que traceur chimique et physique des processus d'altération supergène a été employé sous forêt équatoriale à Dondo Mobi au Gabon (Colin, 1992, 1993; Edou-Minko *et al.*, 1995) et sous climat sub-sahélien au Burkina-Faso à Mormossol (Sanfo, 1994; Colin, 1992) et à Gangaol (Parisot *et al.*, 1995). Dans ces environnements, l'étude des particules d'or résiduelles a permis de distinguer les processus d'altération chimique *in situ*, des processus de transport mécanique. En effet, sous forêt équatoriale les processus de dissolution chimique ainsi que de migration latérale et verticale des particules fines dominent (Colin, 1992). En revanche en zone sub-sahélienne les processus de transport colluvio-alluvionnaire prévalent (Sanfo, 1994). Ces modèles, que ce soit en zone équatoriale (Dondo Mobi) ou en zone sub-sahélienne (Mormossol), ont tous été réalisés à partir de l'altération de minéralisations primaires filoniennes dans des configurations où la source primaire de l'or se trouve localisée au centre d'une morphologie en demi orange (Dondo Mobi) ou sur le rebord aval d'un Moyen-glacis (Mormossol). Les contextes d'application sont relativement peu complexes ayant une ou deux unités géomorphologiques au maximum et, ces travaux ont surtout permis, une estimation de l'ampleur et de la géométrie de l'auréole de dispersion ainsi que la détermination des voies suivies par les particules d'or au cours de l'élaboration des paysages latéritiques.

L'objet de ce chapitre est de comprendre les mécanismes chimiques et physiques qui contrôlent et/ou ont contrôlé la mobilité de l'or, au cours de l'élaboration et de l'évolution des latérites du champ aurifère de Larafella. Nous tenterons une reconstruction morphostructurale, dans un paysage complexe comportant trois unités géomorphologiques. Le but étant *in fine*, de proposer des guides de prospection locaux et régionaux aux opérateurs concernés par l'exploration et l'exploitation de l'or en contexte latéritique.

Méthodologie

La méthode employée est celle de l'étude de la composition chimique et de la morphologie des particules d'or extraites des profils actuels.

Des échantillons de taille comprise entre 35 et 40 Kg sont prélevés pour la réalisation des concentrés à la batée. Après débourbage, l'échantillon est tamisé sous l'eau en deux fractions : une fraction inférieure à 1 mm et une fraction supérieure à 1 mm. La fraction supérieure à 1 mm, constituée de débris de cuirasses, des nodules ferrugineux, des fragments de roches ferruginisées, et de quartz, est concassée à 1 mm avant le pannage. Pour les altérites, la fraction supérieure à 1 mm est constituée de débris de quartz. La fraction inférieure à 1 mm constituant la partie friable des altérites et des ensembles ferrugineux, est directement panée.

A partir des concentrés de batée de 5 à 20 grammes, le tri manuel et le comptage des particules d'or sont effectués sous loupe binoculaire. Le comptage des minéraux lourds accompagnateurs de l'or, est réalisé en lames frottis après une purification des concentrés de batée par liqueur dense (bromoforme). Pour l'étude, environ 3000 particules d'or sont séparées des ensembles d'altération de la séquence de Larafella.

Divers critères, parfois interdépendants sont interprétés, parmi lesquels les critères de taille, les critères de forme ainsi que la composition chimique des particules. Environ 1000 particules sont observées au microscope électronique à balayage (MEB) couplé à un analyseur EDS. Pour un grand nombre de paricules (environ 1400), la forme a fait l'objet de traitement d'image, les paramètres déterminés étant le diamètre de Feret moyen (DFM) qui correspond à la taille moyenne de la particule ainsi que le rapport de la surface corrodée par rapport à la surface totale.

Environ un tiers des particules observées au M.E.B. est récupéré puis analysé à la microsonde électronique. Le but étant alors d'étudier simultanément l'évolution morphologique et l'évolution de la composition chimique des particules de façon précise.

Nous allons suivre successivement l'évolution morphoscopique et la variation de la composition chimique des particules d'or dans les trois profils d'altération.

I - Morphologie descriptive et quantitative / composition chimique des particules d'or

I.1 - L'or particulaire de l'albitite et de l'isaltérite cohérente

Nous ne reviendrons pas sur l'étude de la minéralisation primaire déjà présentée. Nous rappelons simplement que l'or natif se trouve sous forme de grains de tailles inférieures à 20 µm, dans l'arsénopyrite et dans les fissures de pyrite. L'absence de concentré de batée dans la roche mère en raison de la petite taille des échantillons de carotte dont nous disposions, ne nous a pas permis de connaître statistiquement la configuration de l'or primaire. Nous n'excluons donc pas que l'or soit également grossier et non associé aux sulfures. Ainsi, une étude métallographique réalisée sur les carottes de sondages a mis en évidence, l'existence d'or grossier (ø > 100 µm) dans la gangue (rapport MINOREX, 1992).

Au cours de notre étude, aucun grain non associé aux sulfures n'a été observé. Nous envisageons que l'or du protore de Larafella, s'il peut être grossier et se localiser dans la gangue, se trouve essentiellement en micro-inclusions dans les sulfures. Cela est surtout le cas dans le protore situé directement sous le profil d'altération de l'unité basse que nous avons choisi de suivre verticalement.

Dans l'isaltérite cohérente, les sulfures sont oxydés avec une pseudomorphose partielle ou complète de la pyrite par la goethite et une évolution de l'arsénopyrite en limonite ou en scorodite. L'or toujours micrométrique, reste localisé au sein des oxy-hydroxydes de fer (*planche III photo 2*). Les teneurs en argent de ces particules sont très proches de celles des particules incluses dans les sulfures sains (autour de 16 %). De plus les analyses indiquent que les plages d'oxy-hydroxydes de fer voisines ne contiennent pas d'or traduisant son immobilité à ce stade de l'altération.

Les particules d'or contenues dans les sulfures de la roche saine et dans les oxydes et hydroxydes ferreux de l'isaltérite cohérente sont trop peu nombreuses pour donner lieu à une étude granulométrique significative. Ce sont des particules d'or de forme irrégulière, ou sub-sphériques.

I.2 - L'or particulaire dans les ensembles d'altération

I.2.1 - Distribution des teneur en or particulaire dans le profil minéralisé et de son halo de dispersion (unité basse)

La teneur en or particulaire est estimée en nombre de paricules par Kg de fraction, rapporté à l'échantillon total. L'évolution de la teneur est suivie à la verticale du profil d'altération minéralisé et latéralement dans des profils situés à l'aval (halo de dispersion), à des distances régulières (25, 50, 75, et 100 m). Pour les échantillons du halo de dispersion, les concentrés de batée ont été réalisés uniquement sur la fraction inférieure à 1 mm. On désigne par profil 0, le profil d'altération minéralisé.

- Distribution de la teneur en or particulaire le long du profil 0

Le nombre de paricules par Kg diminue de l'isaltérite à l'horizon nodulaire meuble (*Fig.58*). Dans l'ensemble inférieur (isaltérite et allotérite), la fraction fine est légèrement plus riche en or particulaire que la fraction grossière à débris de quartz. En revanche, dans l'ensemble supérieur (carapace et sol), la fraction grossière, constituée de nodules ferrugineux et de débris de quartz ferruginisés, montre des teneurs plus élevées par rapport à la matrice friable. Dans cet ensemble, les teneurs diminuent simultanément dans les deux fractions.

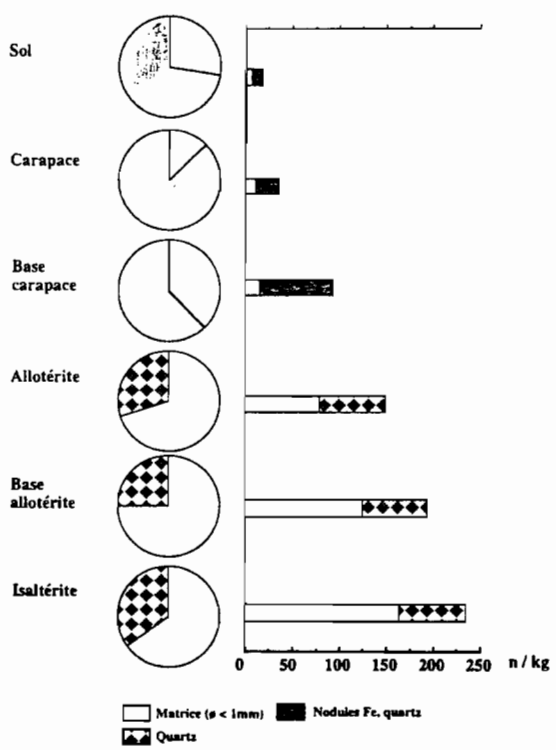


Figure 58 : Distribution de l'or particulaire (nombre de paricules par Kg d'échantillon) le long du profil minéralisé

- Distribution de la teneur en or particulaire dans le halo de dispersion

Au sein du profil situé à 25 m du profil 0, l'or est en trace dans l'isaltérite et en teneur faible dans l'allotérite (3) (*Fig.59*). Le nombre de paricules par Kg augmente dans la carapace et

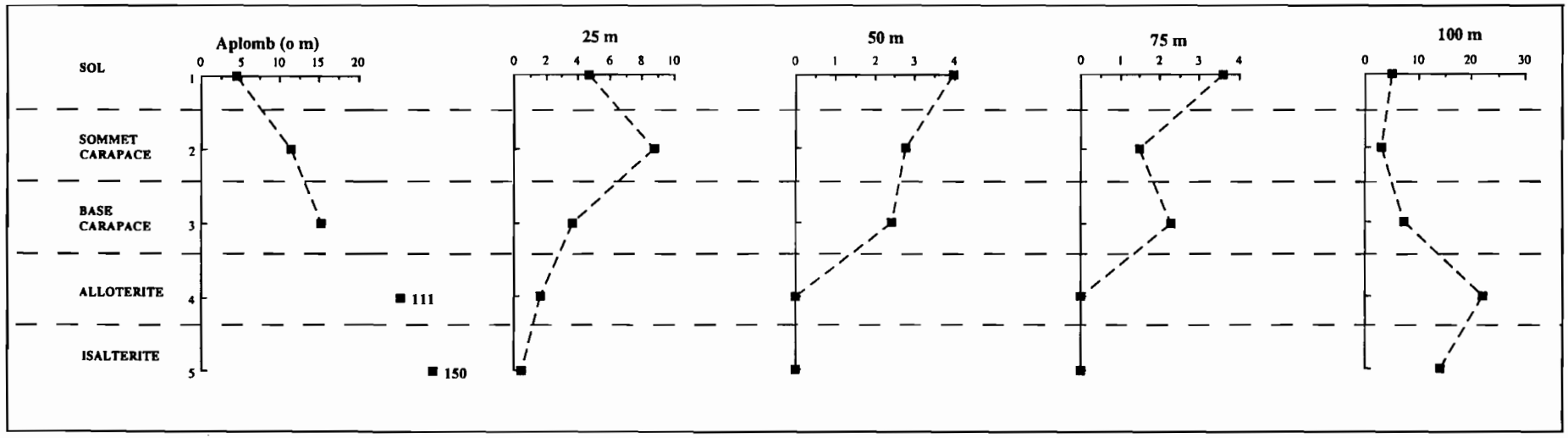


Figure 59 : Evolution verticale des teneurs en or particulaire (nombre de particule par Kg d'échantillon) dans la matrice des différents profils du halo de dispersion

atteint son maximum dans la partie sommitale de cet horizon (environ 9 particules / Kg), ensuite diminue dans l'horizon nodulaire meuble (environ 4 particules / Kg).

Dans les profils situés respectivement à 50 et à 75 m, l'isaltérite et l'allotérite sont stériles, l'or n'apparaît qu'à partir de la base de la carapace. Au niveau des carapaces de ces deux profils, les teneurs sont comprises entre 1 et 3 particules / Kg. Elles sont légèrement plus élevées dans le sol (environ 4 particules / Kg).

Plus loin, à 100 m du profil 0, la variation verticale des teneurs est similaire à celle observée le long du profil 0. Elle est plus élevée dans l'ensemble inférieur (autour de 20 particules / Kg), et diminue dans l'ensemble supérieur (entre 3 et 10 particules / Kg).

- En résumé

Dans la zone minéralisée, les teneurs en or particulaire décroissent fortement de l'isaltérite à l'horizon nodulaire meuble. La distribution des teneurs particulaires est donc identique à celle des teneurs chimiques. La zone minéralisée est bien circonscrite et passe latéralement sur 25 m au plus, à une isaltérite pauvre en or. L'or particulaire se disperse avec une branche aval du halo, de plus en plus étendue en surface. L'ampleur de la dispersion atteint au moins 75 m. Dans le sol, on observe une légère augmentation des teneurs en or particulaire dans le profil à 25 m à partir duquel, apparaît une diminution progressive jusqu'à 75 m, suivie d'une augmentation au sein du profil à 100 m. A 100 m de l'axe de la minéralisation apparaît une seconde source d'or primaire à laquelle au niveau du sol se mélangent les particules d'or provenant du profil 0.

I.2.2 - Distribution des teneurs en or particulaire dans les profils anciens (unités moyenne et supérieure)

Dans les profils de l'unité moyenne et de l'unité supérieure, les teneurs en or particulaire sont beaucoup moins importantes que dans le profil de l'unité basse. Ces deux profils situés en dehors de la zone minéralisée respectivement à 150 et 350 m, n'ont pas révélé la présence d'or particulaire dans l'ensemble isaltérite. L'or n'est présent de façon notable qu'à partir de la carapace ferrugineuse.

- Distribution des teneurs en or particulaire dans le profil de l'unité moyenne

Dans le profil de l'unité moyenne, la teneur en or particulaire, nulle dans l'isaltérite, en trace dans l'allotérite est de plus en plus importante vers le sommet et atteint sont maximum dans la cuirasse démantelée (*Fig.60*). Pour tous les horizons, la fraction fine est plus riche que la fraction grossière dans laquelle le nombre de paricules par Kg est inférieure ou égale à 1.

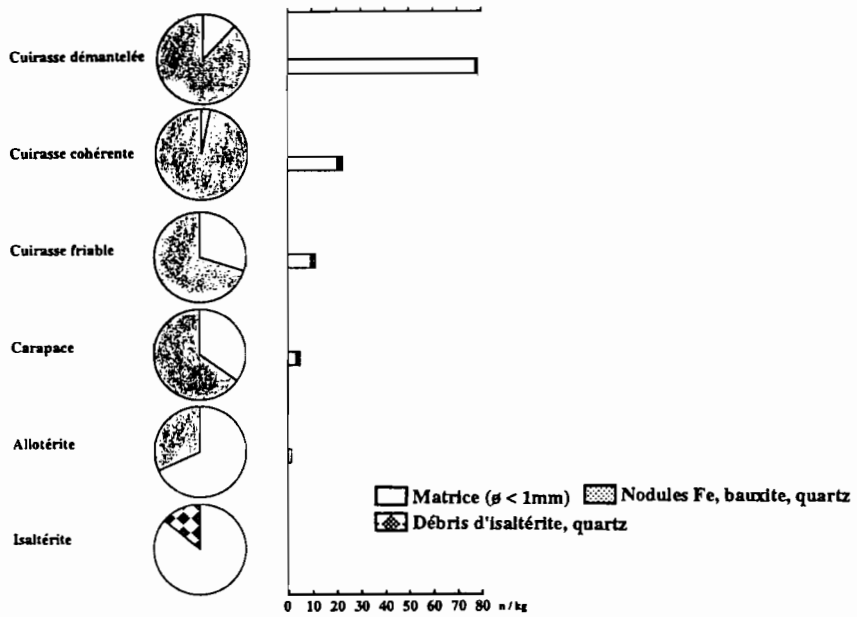


Figure 60 : Distribution des teneurs en or particulaire (nombre de paricules par Kg d'échantillon) dans le profil de l'unité moyenne

- Distribution des teneurs en or particulaire dans le profil de l'unité supérieure

Les teneurs d'or particulaire en trace dans l'allotérite sont maximales au sommet de la carapace ferrugineuse. A partir de la carapace, les teneurs baissent jusqu'à la cuirasse démantelée. Comme dans l'unité moyenne, la fraction fine présente toujours des teneurs plus élevées que la fraction grossière (*Fig.61*).

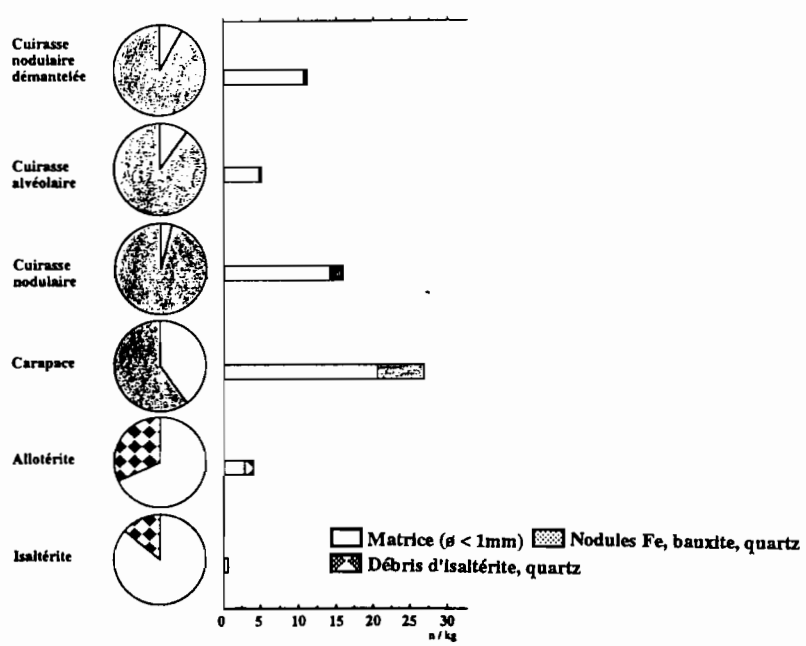


Figure 61 : Distribution des teneurs en or particulaire (nombre de paricules par Kg d'échantillon) dans le profil de l'unité supérieure

La distribution des particules d'or de bas en haut des deux profils, diffère de la variation des teneurs chimiques, surtout dans l'unité moyenne. Ceci rend compte de l'existence de fines particules non détectables par la batée.

I.2.3 - Evolution granulométrique des particules d'or

Le critère de taille est fondamental dans l'étude de l'or particulaire. Dans les profils latéritiques, la taille des particules varie de moins d'un micromètre à plusieurs centaines de micromètres voir au millimètre. La diminution de la taille des particules de la base au sommet d'un profil cuirassé peut être liée soit au fractionnement des grosses particules en agrégats soit à un affinement par émoussé chimique et / ou mécanique (Colin *et al.,* 1989; Edou-Minko et al 1995; Freyssinet et al 1987, Freyssinet, 1990). La taille des particules diminue en fonction de la distance à la source primaire, bien plus clair au niveau des placers où se produit également un trie par gravité qui concentre les plus grosses particules à la base (Desborough, 1970; Utter, 1979; Halbauer, 1981; Hérail, 1984). Par ailleurs, l'augmentation de la taille des particules dans un horizon donné peut être due à des phénomènes de pépitisation (Wilson, 1983). Une alimentation verticale en particule d'or par migration, se traduit dans le profil par la prépondérance des particules de petite taille à la base et des particules plus grosses vers le sommet (Colin, 1992; Brimhall *et al.,* 1992). Une grande dispersion de la taille des particules dans un horizon donné peut rendre compte d'un mélange de populations de particules d'origines différentes (Hérail, 1984; Sanfo, 1994).

- *Evolution granulométrique des particules d'or de l'unité basse*

Nous suivons l'évolution du diamètre de Ferret moyen (dfm) des particules dans le profil 0 et dans le halo de dispersion.

* Granulométrie des particules d'or du profil 0 (fraction fine et grossière)

Dans l'isaltérite : à la base de l'isaltérite, la granulométrie des particules est très hétérogène et le diamètre moyen des particules varie entre 18 µm et 1500 µm soit une moyenne de 220 µm environ. 38 % de la population ont un diamètre moyen inférieur à 100 µm, ce qui représente la classe granulométrique la plus importante. 10% des particules de cette classe sont inférieures à 40 µm. 32 % des particules de la population ont une taille comprise entre 100 et 300 µm. 14 % des particules montrent une taille supérieure à 400 µm (*Fig.62*).

Dans la partie sommitale de l'isaltérite, la population est également hétérogène. Les tailles sont comprises entre 50 et 900 µm; la taille moyenne des particules est sensiblement égale à celle des particules de la base de l'isaltérite, soit 250 µm. En revanche, le pourcentage des particules de taille inférieure à 100 µm diminue et représente seulement 14 % de la population totale. Comme à la base de l'isaltérite, les particules grossières sont assez fréquentes et 16 % des particules sont supérieures à 400 µm. La classe granulométrique la plus importante est celle

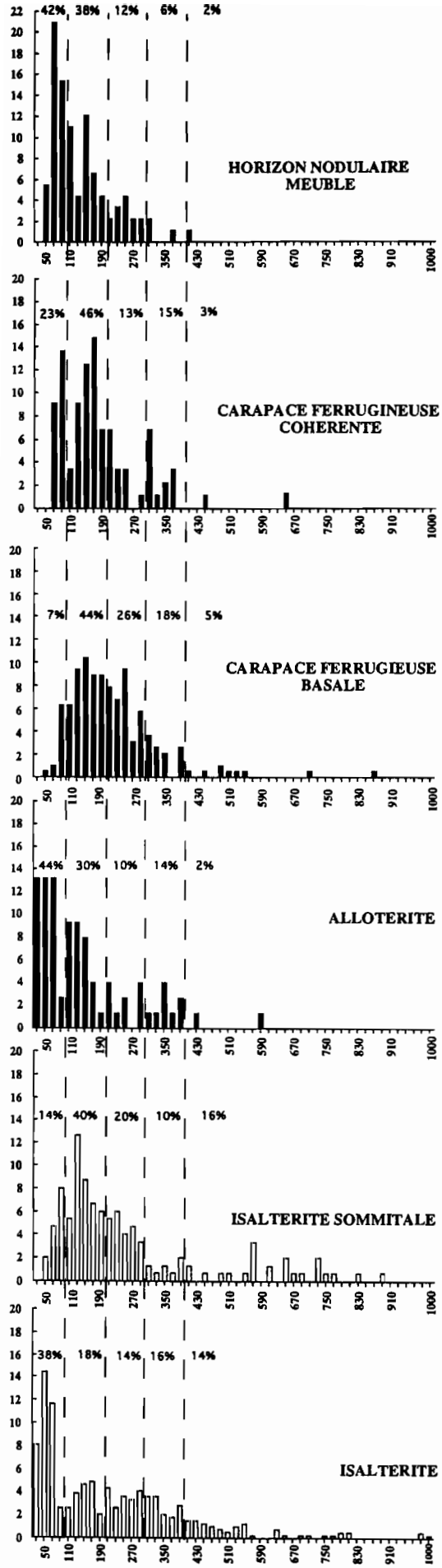


Figure 62 : Histogrammes de taille des particules d'or du profil minéralisé

de 100-200 µm comprenant 40 % des particules. Il faut noter qu'en dessous de 50 µm la batée n'est pas un instrument précis en ce sens qu'une partie des particules fines peut être éliminée lors du lavage (Zeegers, 1987). De fait les proportions pour les particules de taille inférieure à 50 µm sont seulement données à titre d'indication.

Dans l'allotérite : la taille des particules d'or diminue par rapport à celle des particules issues de l'isaltérite. La population est moins dispersée que dans l'isaltérite, la taille des particules varie entre 18 et 600 µm avec une moyenne d'environ 140 µm (*Fig.62*). 44 % des particules sont inférieures à 100 µm et cette classe, comme à la base de l'isaltérite, est la plus importante avec environ 10 % des grains inférieurs à 50 µm; 40 % des particules ont une taille comprise entre 100 et 300 µm; Le pourcentage des particules grossières diminue avec seulement 2 % des grains supérieurs à 400 µm.

Dans la carapace ferrugineuse : la taille moyenne des particules augmente dans la partie basale de l'horizon par rapport à celle des particules de l'allotérite. En revanche, l'histogramme de distribution des fréquences montre une analogie avec la granulométrie de l'isaltérite sommitale tout au moins pour la classe granulométrique inférieure à 300 µm. L'histogramme de fréquence est plus resserré vers les petites tailles. Les particules d'or issues de la base de la carapace présentent des tailles variant entre 60 et 850 µm soit une moyenne de 220 µm. Dans cette population, seulement 7 % des grains ont une taille inférieure à 100 µm. 44 % ont une taille comprise entre 100 et 200 µm.
Les particules grossières sont peu fréquentes et seulement 5 % des grains présentent une taille supérieure à 400 µm.
La taille moyenne des particules diminue au sommet de la carapace, avec une augmentation de la proportion du nombre des particules de diamètre inférieur à 100 µm (23 %) et à une diminution des particules supérieures à 200. La taille des grains est comprise entre 70 et 650 µm, soit une moyenne de 180 µm. Aucune particule n'est inférieure à 70 µm. L'histogramme de distribution des fréquences montre qu'environ 46 % des particules ont une taille comprise entre 100 et 200 µm représentant ainsi la classe dominante. Les particules grossières, supérieures à 400 µm, restent rares et représentent 3 % de la population.

Dans le sol : la taille des particules est encore plus faible que dans la carapace ferrugineuse sommitale et varie entre 50 et 420 µm avec une moyenne d'environ 140 µm (*Fig.62*). La classe granulométrique < 100 µm redevient dominante avec environ 40 % des particules. 38 % montrent une taille comprise entre 100 et 200 µm. Seulement 2 % sont supérieures à 300 µm.

* Granulométrie des particules d'or des nodules dans le profil 0

Dans l'ensemble supérieur, les particules d'or issues des fractions nodulaires (> 1 mm) présentent des tailles supérieures à celles issues de la matrice friable. Comme pour l'ensemble de la population (fractions fine et grossière), la taille moyenne des grains d'or des fractions nodulaires diminue de la base de la carapace au sol. Cette diminution est moins sensible et la taille moyenne passe de 250 µm à 210 µm (*Tabl.XXIX*).

Tableau XXIX : Ensemble supérieur, granulométrie des particules d'or des nodules

	Moyenne	**Sd**	**min**	**max**	**n**
Sol	210	254	30	540	59
Carapace	238	100	95	750	62
Base carapace	248	200	70	820	65

* Granulométrie des particules d'or du halo de dispersion

Le *tableau XXX* montre l'évolution de la granulométrie des particules d'or du halo de dispersion pour la carapace et le sol, en comparaison à celle des particules issues du profil 0.

Tableau XXX : Evolution de la taille des particules d'or latéralement à la zone minéralisée, dans le sol et dans la carapace sommitale

	Aplomb (0 m)		25 mètres		50 mètres		100 mètres	
	SOL	CARAPACE	SOL	CARAPACE	SOL	CARAPACE	SOL	CARAPACE
MDF min	45	65	55	40	35	50	75	80
MDF moy	140	180	210	115	165	120	145	260
MDF max	420	640	545	300	360	210	230	520
st dév	80	100	130	75	75	45	45	150
n	90	88	40	27	28	16	23	14

n = nombre de particule

Dans le halo, la taille moyenne des particules est plus faible dans la carapace que dans le sol pour les profils situés à 25 m, 50 m et 75 m. En revanche, le profil situé à 100 m montre une évolution identique à celle observée au niveau du profil 0; la taille moyenne des particules est plus élevée dans la carapace (260 µm) que dans le sol (145 µm).

- Evolution granulométrique des particules d'or des profils anciens

Dans le profil de l'unité moyenne, le diamètre moyen des particules augmente progressivement de l'allotérite vers la surface (*Fig.63*). Dans l'allotérite, la taille des particules varie entre 60 et 150 µm soit une moyenne d'environ 90 µm. Environ 80 % des particules

issues de l'allotérite ont une taille inférieure à 100 µm. Au sommet du profil, la taille varie de 50 à environ 700 µm avec une taille moyenne de 230 µm environ. A peu près 50 % des particules ont une taille inférieure à 100 µm. 5 % sont supérieures à 500 µm.

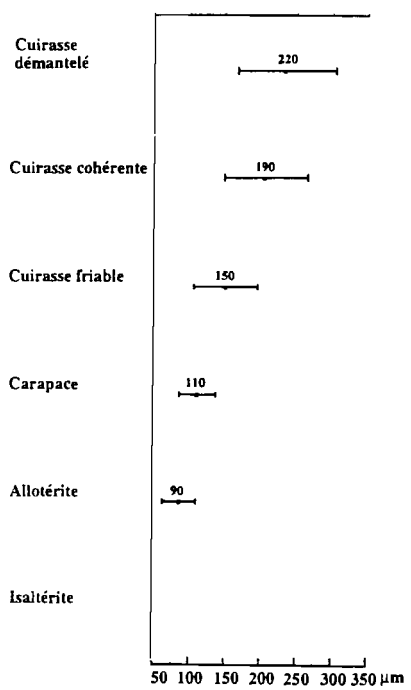


Figure 63

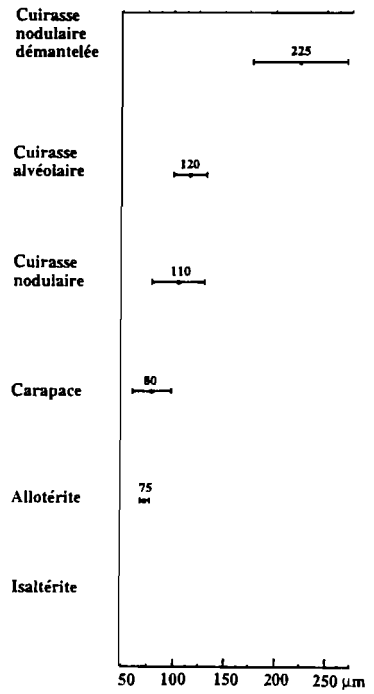


Figure 64

Figures 63 et 64 : Evolution de la taille moyenne des particules d'or des profils d'altération des unités moyenne (63) et supérieure (64).

Comme dans l'unité moyenne, on note au sein de l'unité supérieure, une croissance progressive du diamètre moyen des particules d'or de l'allotérite (75 µm) à la cuirasse démantelée (225 µm) (*Fig.64*).

En résumé

Tout au long du profil d'altération minéralisé, la taille moyenne des particules est plus élevée dans l'isaltérite (220-250 µm) et plus faible dans l'allotérite et dans le sol (140 µm). A la base de la carapace ferrugineuse, la granulométrie des particules est semblable à celle de l'isaltérite pour la classe granulométrique inférieure à 300 µm. A partir de cet horizon, la taille diminue jusqu'au sol. A mesure que l'on s'éloigne du côté aval de la minéralisation, la tendance générale est à la décroissance de la taille moyenne aussi bien dans le sol que dans la carapace. Par ailleurs, la taille moyenne des particules est plus élevée dans le sol que dans la carapace à l'exception du profil 100 qui offre une tendance inverse.

Dans les profils des unités moyenne et supérieure, la taille moyenne augmente progressivement de la base vers le sommet.

Pour l'ensemble de la séquence, la taille des particules d'or s'affinent du profil de l'unité basse vers les profils des unités moyenne et supérieure (*Fig.65*). La taille moyenne passe alors de 220 µm à 130 µm.

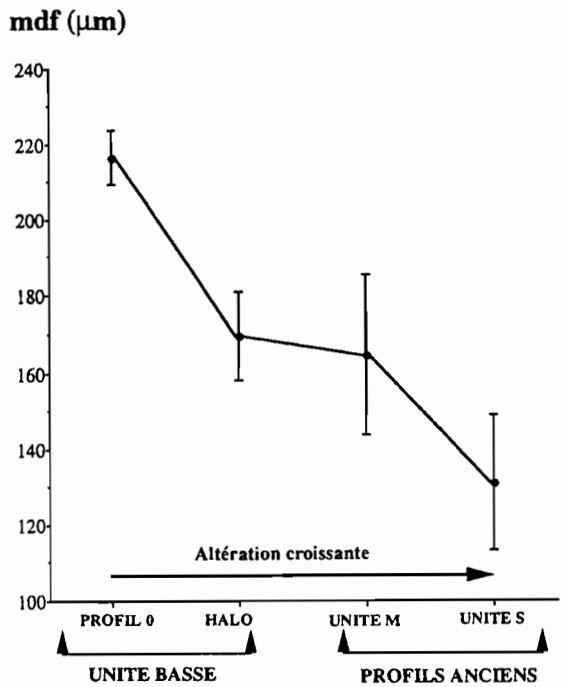


Figure 65 : Evolution de la taille des particules d'or par unité géomorphologiques

I.2.3 - Evolution morphologique des particules d'or

- ***Les caractéristiques morphologiques***

Plusieurs paramètres sont retenus pour caractériser la morphologie des particules : la forme générale, l'état de surface, la présence et l'intensité des figures de dissolution (corrosion), le degré d'émoussé, la présence et l'abondance des formes d'or secondaire élémentaires ou associées aux grains principaux, l'état de bordure des grains, la présence ou l'absence des stries, enfin la nature des minéraux associés.

Les particules d'or des profils latéritiques sont de formes variées. Elles sont plates ou massives. Les particules d'or natif peuvent être sub-régulières polygonales à faces automorphes, se présentant sous forme octaédrique. Ces formes cristallines sont rares car, les arêtes cristallines lorsqu'elles existent, ne se conservent en général que localement. Les particules que nous désignons comme anguleuses, sont celles qui montrent des arêtes cristallines préservées par endroit.

A l'opposé, les particules sans forme cristalline reconnaissable au M.E.B peuvent être :
- élémentaires de forme irrégulière, nous les désignons par l'expression forme irrégulière;
- régulières sub-sphériques (ovale) ou sphériques;
- sous forme d'agrégats de particules de morphologie et de tailles variées, nous les avons appelé particules en agrégat.

La dissolution (corrosion) des particules d'or est caractérisée selon la nomenclature de Beranger (1982). Suivant leur dimension et leur configuration, trois types de figure de dissolution ont été décrites sur les alliages métalliques et plus précisément sur l'alliage Au-Ag.

Type I : c'est la forme la plus fréquente correspondant au premier stade de dissolution de l'or, qui se manifeste par des cavités sub-circulaires d'environ 0,1 à 1 µm de diamètre et de profondeur.

Type II : ce type correspond à une évolution du type I par augmentation de la taille des cavités qui peuvent alors atteindre plusieurs micromètres de diamètre.

Type III : c'est un stade plus évolué consistant en des formes caverneuses par jonction des cavités sub-circulaires (Beranger, 1982).

De nombreux auteurs ont décrit la présence d'or secondaire précipité sous forme d'assemblages dendritiques, de cristaux cubiques, d'octaèdres, de sphérules micrométriques, ou de placages, à la surface des oxy-hydroxydes de fer (Machairas, 1967; Boyle, 1979, 1982; Nesterov et *al.*, 1979; 1986; Stoffregen, 1986; Webster, 1986; Webster et Mann, 1984; Butt, 1987; Lawrance, 1988; Freyssinet, 1989, 1990; Edou-Minko et *al.*, 1992). Ce sont des particules d'or purs avec des teneurs en argent faibles voir nulles. Nous quantifions les formes reconnues comme telles après qu'une analyse par EDS ait confirmé leur degré de pureté en or.

Les contours des particules sont vifs (émoussé nul) ou présentent plusieurs degrés d'émoussés (faible, assez important à important). L'émoussé des particules est le fait de processus chimique et/ou mécanique.

Nous savons à partir des travaux de simulation en laboratoire (Yend, 1975), que l'or s'use et se déforme au cours du transport alluvial. Le contour des grains transportés est arrondi, émoussé, rebroussé, ou replié (Hérail, 1984).

La surface des particules est accidentée ou régulière. Ces deux types de surface sont lisses ou rugueux. La surface montre parfois des plans d'accrétion (stries de croissance) primaires. La surface peut être marquée par des impacts laissés par les minéraux accompagnateurs (Yend, 1975). Ces impacts provoquent dans certains cas, l'aplatissement de la particule.

Les particules transportées peuvent montrer des marques de déformation mécanique qui se traduisent à leur surface par des stries.

Les particules d'or sont parfois accolées à divers minéraux comme le quartz, les sulfures, les argiles, les oxy-hydroxydes de fer ...etc.

- ***Evolution morphologique des particules de l'unité basse***

Il s'agit de suivre l'évolution qualitative de ces différentes formes de la base vers le sommet du profil 0 et latéralement dans le halo de dispersion.

**** Evolution morphologique des particules d'or du profil 0***

Quatre types de forme générale se distinguent (*Tabl.XXXI*) :
- des particules d'or à arêtes cristallines localement conservé es (anguleuses),
- des particules d'or massives de formes quelconques, sans arêtes conservées (irrégulières),
- des particules d'or en agrégat,
- des particules sub-sphériques (ovales).

Ces quatre types morphologiques sont inégalement réparties le long du profil.

Il faut noter que les particules issues de la fraction supérieure à 1 mm n'interviennent pas dans les quantifications morphologiques (le concassage même modéré pouvant modifier ces formes). Elles sont néanmoins observées.

-Morphologie des particules de l'isaltérite friable

A la base et dans la partie médiane de l'isaltérite friable, les formes anguleuses et les formes en agrégats prédominent et représentent respectivement 38 à 40 % et 30 à 32 % des particules observées. Les formes irrégulières représentent 25 à 28 % de la population totale et les formes sub-sphériques ne représentent que 2 à 5 %. En revanche dans la partie sommitale, ce sont les formes irrégulières qui prédominent (41 %) pour 34 % de paricules anguleuses, 17 % de paricules en agrégats et 8 % de paricules sub-sphériques. Les particules anguleuses présentent en générale des surfaces lisses (*planche IV photo 1*).

Les agrégats sont constitués d'un ensemble de paricules de 10 à 50 individus, de dimension très hétérogène variant de moins de 5 µm à 100 µm. Les individus montrent des surfaces lisses et des contours parfaitement réguliers. Les plus petites particules sont anguleuses ou sphériques (*planche IV photo 2*).

Les formes sub-sphériques élémentaires (en dehors des agrégats) sont rares (2-8 %) et résultent probablement de la désagrégation des formes en agrégat tant leur morphologie rappelle celle des individus de petite taille dans les agrégats (*planche IV photo 3*). Leur pourcentage a pu être minimisé à la batée et lors du tri des particules de par leur trop petite taille.

Les particules irrégulières sont massives et compactes, (*planche IV photo 4*). Leur surface est en générale rugueuse.

L'émoussé des bords des particules est faible, rarement moyen, et affecte de plus en plus de paricules de la base (11%) au sommet de l'isaltérite friable (28%).

Les cavités de dissolution sont peu abondantes. Certaines particules, surtout dans la partie basale de l'isaltérite friable (15%), sont affectées par la dissolution de type I se localisant préférentiellement sur les apophyses ou sur les parties bordières (*planche IV photos 5 et 6*). Très rarement, les grains sont affectés par les dissolutions de type II et III qui affectent 4 % de paricules dans la partie supérieure de l'isaltérite (planche IV photo 7 et 8).

Les formes d'or secondaire associées sont assez fréquentes. L'or secondaire a une morphologie différente de l'or primaire. Il diffère aussi par sa teneur faible ou nulle en argent déterminée par EDS (*planche IV photo 10*).Trois types morphologiques d'or secondaire sont observés au niveau de l'isaltérite :

- des sphérules d'or ou des botroïdes de moins de 5 µm à 20 µm, associés à des micronodules de goethite ou d'oxydes de Mn, dans des cavités des particules fraîches (*planche IV photos 7 à 9*). Dans certains cas ils se trouvent disposées à la surface des particules fraîches sans association avec d'autres minéraux (*planche IV photo 10*). Ce type est courant.

- des associations de plaquettes occupant des surfaces pouvant atteindre 200 μm^2 (*planche IV photo 6*). Ce type se localise préférentiellement à proximité des cavités de dissolution.

- des bourgeons (*planche IV photo 12*) ou des lamelles d'or d'environ 30 µm de dimension principale observables dans les zones de contact entre la particule principale et d'autres minéraux, notamment le quartz, les oxydes de manganèse et parfois la gibbsite (*planche IV photo 11*). Ce type est plus rare.

- des formes en agrégat qui par leur morphologie rappellent certaines formes d'or secondaire décrites dans d'autres sites. Un type très semblable a été décrit par Freyssinet (1990), comme étant des particules d'or néoformées. Dans le cas présent, ces particules recèlent des teneurs en argent sensiblement identiques à celles des autres particules (anguleuses et irrégulières), par contre elle sont plus riches en soufre et en arsenic. Nous y reviendrons plus en détail.

Dans l'isaltérite friable, les bordures des particules d'or ne sont pas déformées. De plus, les particules sont exempts de stries mécaniques. Les seules structures linéamentaires observées sont des stries de croissance et des empreintes cristallographiques à la surface, parfois reprises par la dissolution (*planche IV photos 13 à 16*).

Au sein de l'isaltérite, plusieurs types de minéraux sont accolés à l'or ou localisés dans ses golfes de corrosion ou encore dans les espaces intergranulaires des particules en agrégat. Ce sont : le quartz, la kaolinite, la goethite, des reliques de sulfures partiellement pseudomorphosées en goethite, des oxydes de manganèse souvent en association au cérium et plus rarement de la gibbsite. Environ 15 % des particules sont accolées au quartz (*planche IV photo 17*).

Les oxy-hydroxydes de fer sont rares. Ce sont soit de la goethite pseudomorphosant des sulfures, qui sont eux même notés de façon erratique (*planche IV photo 18*), ou des micronodules de goethite associés aux formes sphérolitiques d'or dans les cavités.
Les oxydes de manganèse en association avec l'or, sont de plus en plus fréquents de la base (8%) vers le sommet de l'isaltérite (12 %). On les observe :

- associés à la kaolinite entre les individus des agrégats;
- en micronodules dans les creux mélangés aux sphérules d'or secondaire; les analyses réalisées à l'EDS sur les plages d'oxydes de Mn, révèlent toujours des traces de silice, de titane, de cérium et parfois du fer (*planche IV spectre*). Le cérium peut s'exprimer dans les plages manganésifères sous forme de micronodules ou de placage sur l'or (*planche IV photo 19 à 21*). Dans ce cas le spectre est à dominance de cérium avec des traces d'or. Rappelons que l'analyse à la microsonde électronique avait indiqué la présence du cérium et d'or dans les plages d'oxyde de manganèse.

La gibbsite est rarement observée. L'or peut précipiter tardivement sous forme de bourgeon à la surface des cristaux de gibbsite probablement issue de la pseudomorphose de muscovite tout en gardant l'aspect feuilleté de celle-ci (*planche IV photo 23 et 24*).

-Morphologie des particules d'or issues de l'allotérite (*Tabl.XXXI*)

Les formes anguleuses et irrégulières sont présentes en quantité équivalente (30 et 28 %). Les surfaces lisses prédominent, et comme dans l'isaltérite les figures de dissolution sont discrètes et rares. En revanche, les grains sont relativement plus émoussés. Les recristallisations sont fréquentes et sont de même type que dans l'isaltérite. Les bords des particules ne présentent aucune marque de déformation. Les particules ne sont pas striées. Les minéraux associés sont : les oxydes de manganèse souvent associés au cérium, la kaolinite, et le quartz.

- Morphologie des particules d'or issues de la carapace ferrugineuse

Le pourcentage des particules anguleuses diminue mais reste important à la base de la carapace (23 %). Cette proportion diminue de moitié dans la partie sommitale de la carapace. Les formes en agrégat diminuent également. Inversement la proportion des particules de forme sub-sphérique augmente par rapport à l'isaltérite (16 à 25 %) (*Tabl.XXXI*). La surface des particules est de plus en plus rugueuse. Environ 20% des particules de la carapace sommitale montrent des marques d'impact à leur surface. En générale elles ont un éclat mat. Les figures de dissolution sont plus fréquentes que dans l'altérite (*Tabl. XXXI*). La dissolution reste dans l'ensemble peu intense et les cavités de type I prédominent. Dans certains cas, la dissolution est plus marquée et suit préférentiellement les stries de croissance avec un début de mise en exergue de la structure cristalline du métal; c'est la dissolution de type II (*planche IV photo 25*). De même l'émoussé du bord des grains est plus marqué (*planche IV photo 26*).

Les particules issues des nodules de la carapace sont mieux conservées. Les dissolutions sont plus rares et les bordures sont relativement moins émoussées (*planche IV photo 27*).

Seule la base de la carapace renferme des formes d'or secondaire qui se présentent en micronodules de 2 à 20 µm, mêlés aux nodules d'oxydes de Mn dans les cavités de dissolution des particules d'or principales. Les particules d'or issues des nodules présentent parfois des grains micrométriques d'or secondaire à leur surface.

De rares grains présentent des bordures faiblement à moyennement déformées consistant en des replis. Aucune particule n'a révélé la présence de stries mécaniques.

Les minéraux associés sont : le quartz, la goethite, les oxydes de manganèse associé au cérium. Le nombre de paricules accolées au quartz baisse (8 % des particules). La proportion des particules associées au manganèse est importante à la base de la carapace (17 % des particules). Celle des particules accolées à la goethite atteint 13 % dans la partie supérieure de la carapace. La goethite se trouve en placage sur les particules d'or. La kaolinite peut précipiter dans les creux des particules.

- Morphologie des particules issues du sol

Dans le sol la différenciation morphologique par rapport aux horizons précédents est assez tranchée.

Le nombre de paricules anguleuses est faible et reste comparable à celui de la carapace (*Tabl.XXXI*). Les particules sub-sphériques sont prépondérantes et leur proportion atteint 35 %. Les particules en agrégat sont peu abondantes et représentent 8 % des grains. La rugosité de la surface est bien marquée. 34 % des particules ont leur surface ponctuée d'empreintes de minéraux accompagnateurs (*planche IV photo 28*).
La dissolution est plus poussée et 24 % des particules sont affectées par des figures de dissolution de type II et III. Suivant les plans, les cavités sont sub-circulaires d'environ 1 µm de diamètre ou en canalicules parallèles d'environ 20 µm d'extension (*planche IV photos 29 et 30*). Comme dans la carapace, les particules issues des nodules sont mieux préservées vis à vis de la dissolution et de l'émoussé comparé à celles de la matrice friable. Certaines sont fraîches et elles sont parfois accolées au quartz ou à la goethite. Leur surface est parfois tapissée de sphérules d'or secondaire de taille micrométrique. Les bords sont bien émoussés et souvent repliés. Les stries mécaniques sont présentes mais elles restent discrètes et localisées sur la bordure de quelques particules. En dehors des nodules, les formes d'or secondaire sont absentes dans le sol. De même, hormis les particules issues des nodules qui sont soit accolées à la goethite ou au quartz, aucune particule de la matrice ne se trouve associée aux minéraux environnants.

*** Morphologie des particules du halo de dispersion (*Tabl.XXXI*)**

- A 25 m de la zone minéralisée :

Les quelques particules issues de l'isaltérite de ce profil sont de formes irrégulières, massives, à contours échancrés, peu ou pas émoussées, sans cavité de dissolution, sans déformation des bords et sans stries (*planche IV photo 31*). Dans la carapace et dans le sol, le nombre des particules sub-sphériques, la rugosité, les marques d'impacts, les figures de dissolution et l'état d'émoussé sont plus marqués que dans le profil localisé à la verticale de la minéralisation. 18 % des particules ont des arêtes localement conservées et 43 % sont sub-sphériques ou parfaitement sphériques (*planche IV photo 33*). Les particules en agrégat sont absentes.

La proportion des particules présentant des puits de dissolution est importante; environ 30 % des particules présentent des figures de dissolution de type I, 12 % du type II et 12 % de type III (*planche IV photo 34 et 36*). La surface des particules est plus rugueuse qu'à la verticale de la minéralisation.

Les bords, souvent déformés, sont repliés. Les stries mécaniques sont présentes et nettes. Elles sont unidirectionnelles, localisées sur la bordure de certaines particules de grande taille (*planche IV photo 32*) ou affectant plus de 40 % de la surface des particules de taille plus réduite (*planche IV photo 33*). Elles sont présentes aussi bien sur les particules issues de la carapace que du sol. A la surface des particules affectées par les stries et la dissolution, les stries se surimposent à la dissolution, traduisant clairement l'antériorité des processus de dissolution par rapport aux processus mécaniques (*planche IV photo 34*).

Les formes recristallisées sont absentes.

Les minéraux associés sont rares. Toutefois de rares cristaux de quartz restent accolés aux particules d'or ainsi que des nodules goethitiques tapissant certains golfes de corrosion.

- Au niveau des profils 50 et 75 :

Ces deux profils sont regroupés pour l'étude morphologique de par le petit nombre des particules récoltées d'une part, et la faible différence des traits morphologiques d'autre part.

Le nombre de paricules anguleuses est plus faible (10 %) que dans le profil à 25 m. A l'inverse, les particules de forme sub-sphérique sont abondantes et représentent environ 50% des grains. La moitié des grains est marquée d'impacts (*planche IV photos 37 et 38*). Les figures de dissolution sont prépondérantes mais restent comparables au profil à 25 m. Les particules sont fortement émoussées (*planche IV photo 37 à 40*). Aucune forme de recristallisation secondaire n'est notée.

Les marques de déformation mécaniques s'accentuent; les bordures des particules sont plus affectées, certaines acquièrent des formes en sandwich (*planche IV photo 39*). Les stries

mécaniques affectent un nombre plus important (43 % des particules observées). Hormis de rares particules à golfes tapissés de kaolinite, elles sont dépourvues de minéraux associés.

- A 100 m de la zone minéralisée :

Le profil comprend des particules à caractères primaires localement conservés, sans déformation des bordures et stries mécaniques (*planche IV photo 41*) et des particules plus évoluées morphologiquement qui sont bien émoussées et sont plus moins affectées par la déformation (*planche IV photo 42*). Les formes sub-sphériques sont un peu moins abondantes (32 %) que dans les profils précédents du halo de dispersion (43 % dans le profil 25 et 48 % dans les profils 50 et 75 m). Elles sont sensiblement équivalentes en proportion à celles du sol du profil 0 (35 %). Le pourcentage des grains à surface impactée est plus faible que dans les profils 50 et 75. Les émoussés et les figures de dissolution sont plus ou moins marqués selon les particules. Les formes de recristallisation ne sont pas observées. Les minéraux associés sont relativement plus présents que dans les autres profils du halo de dispersion et sont représentés par le quartz, la goethite, et la kaolinite.

Conclusion

Les faits marquant suivants caractérisent l'évolution morphologique des particules d'or de l'unité basse : précipitation, dissolution et émoussé, déformations mécaniques.

1) Dans l'ensemble inférieur (isaltérite friable et allotérite) et à la base de la carapace ferrugineuse, les formes d'or secondaire sont prépondérantes. La précipitation de l'or s'effectue en présence des oxydes de Mn associés au cérium, secondairement en présence de la goethite et rarement en association à l'aluminium (gibbsite). Les formes d'or secondaire sont notées également sur les particules issues des nodules de l'ensemble supérieur.

2) L'ensemble supérieur est plutôt le lieu de la dissolution et de l'émoussé des particules, surtout dans le sol. Cet émoussé évolue dans le même sens que la diminution notée précédemment pour la taille moyenne des particules. Comme la taille, les particules des nodules sont relativement mieux préservées vis à vis de l'émoussé et de la dissolution que celles de la matrice friable.

3) Les marques de déformation ne sont observées qu'en haut du profil dans le sol et rarement dans la carapace. Elles consistent en des replis du bord des particules ou des marques d'impacts des minéraux accompagnateurs ou encore des stries qui sont présentes sur certaines particules issues du sol. Latéralement, vers l'aval, les particules sont de plus en plus déformées et émoussées déformées (strie, bords déformés) à mesure que l'on s'éloigne de la verticale de la minéralisation. A partir du profil 100, apparaît un mélange de paricules à caractères morphologiques primaires conservés et de paricules résiduelles marquées par la déformation.

Tableau XXXI : Fiche morphologique des particules d'or de l'unité basse, colonne minéralisée et halo de dispersion

	ISALTERITE			ALLOTERITE	CARAPACE Fe		SOL	HALO DE DISPERSION		
	BASE	MEDIAN	SOMMET		BASE	SOMMET		à 25 m	à 50 et 75 m	à 100 m
nombre de grain vu au M.E.B	72	117	40	86	66	65	45	55	42	35
FORME										
A Arête (%)	38	40	34	30	23	10	12	18	10	14
Irrégulière (%)	28	25	41	28	41	60	45	34	42	45
Aggrégat (%)	32	30	17	35	20	5	8	9	0	9
Sub-sphérique (%)	2	5	8	7	16	25	35	43	48	32
SURFACE										
Regulière (%)	80	78	65	68	55	47	26	20	15	30
Rugueuse (%)	20	18	35	32	38	33	30	50	37	41
Impactée (%)	0	0	0	0	7	20	34	30	48	29
DISSOLUTION										
Absente (%)	85	91	96	88	80	55	46	40	52	66
Type I (%)	15	9	2	8	17	40	30	27	33	14
Type II (%)	0	0	2	4	3	5	12	18	11	13
Type III (%)	0	0	0	0	0	0	12	15	4	7
EMOUSSE										
Nul (%)	89	84	72	35	29	18	12	20	15	29
Faible (%)	8	10	20	30	25	14	13	25	35	42
Moyen (%)	3	6	8	22	35	39	43	25	30	11
Important (%)	0	0	0	13	11	34	32	30	20	18
PRECIPITATION										
Nul (%)	21	15	38	40	41	85	96	100	100	100
Faible (%)	20	30	28	25	34	15	0	0	0	0
Moyen (%)	32	20	25	20	19	0	4	0	0	0
Important (%)	26	35	9	15	6	0	0	0	0	0
BORDS DEFORMES										
Nul (%)	100	100	100	100	96	87	45	40	29	64
Faible (%)	0	0	0	0	4	9	18	20	8	25
Moyen (%)	0	0	0	0	0	4	22	20	40	5
Important (%)	0	0	0	0	0	0	15	20	23	6
STRIES MECANIQUES										
Absent (%)	100	100	100	100	100	97	80	60	57	80
Faible (%)	0	0	0	0	0	3	16	26	34	10
Moyen (%)	0	0	0	0	0	0	2	9	7	6
Important (%)	0	0	0	0	0	0	2	5	2	4
ASSOCIATION										
Quartz (%)	16	15	8	11	8	8	0	4	5	13
Oxyde Fe (%)	3	0	0	0	11	25	0	4	0	8
Oxyde Mn (%)	8	8	12	9	17	8	0	0	0	0
Kaolinite (%)	18	20	13	11	6	14	0	0	4	4
Aucun (%)	55	54	67	68	52	45	100	92	91	60
Autres (%)	FeS ; Gi; Ce	Ce; Gi=3	Ce	Ce	Ce	-	-	-	-	-

Gi = gibbsite

Ce = cérium

- ***Evolution morphologique des particules d'or des profils des unités moyenne et supérieure***

Les particules d'or recueillies des profils d'altération des unités moyenne et supérieure sont essentiellement sub-sphériques (ovo•des) (*planche IV photo 43*) et secondairement à contour irrégulier (*planche IV photo 44*) (*Tabl. XXXII et XXXIII*). Dans l'unité moyenne, le pourcentage des particules ovoïdes diminue régulièrement de l'allotérite (90 %) à la cuirasse ferrugineuse sommitale démantelée (55 %) (*Tabl.XXXII*). Cette répartition est aléatoire dans l'unité supérieure (*Tabl.XXXIII*).

Les particules montrant des vestiges de forme primaire sont très rares. Seulement environ 5 % des particules conservent des arrêtes vives dans l'horizon de carapace ferrugineuse des deux profils (*planche IV photo 45*).

Les formes en agrégat sont absentes. Toutefois certaines particules pourraient être hérités des agrégats observés dans l'unité basse (*planche IV photo 46*). Pour des raisons de commodité, nous les avons considéré comme des particules uniques, irrégulières ou ovoïdes selon leur forme générale.

Quasiment toutes les particules ont un éclat mat. Leur surface fortement corrodée est très rugueuse et souvent marquée d'impacts (*planche IV photo 47*).

Les figures de dissolution sont plus fréquentes et plus intenses que sur les particules de l'unité basse (*planche IV photo 48*). La dissolution affectent 93 à 100 % des particules de ces deux profils. L'intensité de la dissolution marque bien les horizons d'altération. En effet, les types II et III prédominent dans les horizons de cuirasse tandis que dans l'allotérite et dans la carapace, le type I l'emporte. Nous avons quantifié le rapport de la surface corrodée à la surface totale afin de caractériser plus finement l'évolution du degré de corrosion (*Fig. 66 a et b*).

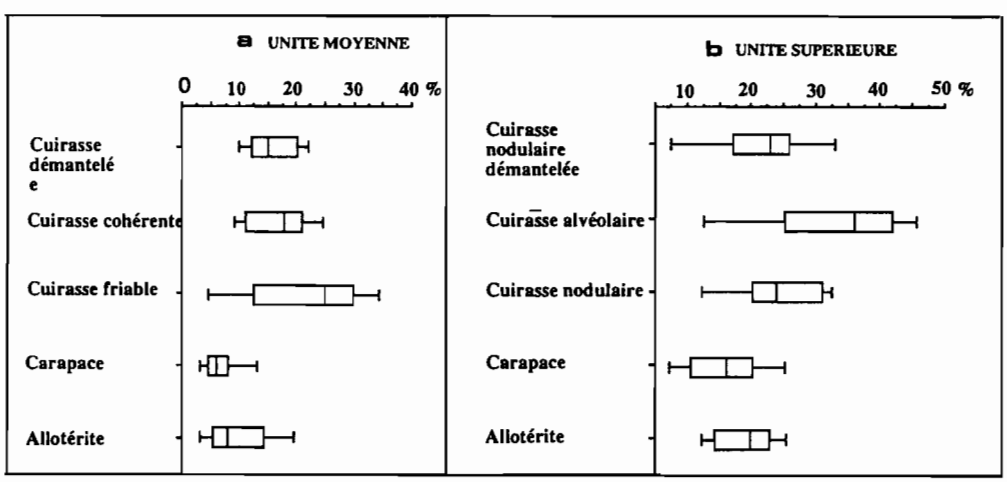


Figure 66 a et b : Evolution du degré de corrosion des particules d'or des unités moyenne (a) et supérieure (b).

Tableau XXXII : Fiche morphologique des particules d'or de l'unité moyenne

	Allotérite	Carapace Fe	Cuirasse b	Cuirasse	Cuirasse dem
nombre de grain vu au M.E.B	16	37	48	45	60
FORME					
Sub-sphérique (%)	90	86	70	64	55
Irrégulière (%)	10	14	30	34	40
Aggrégat (%)	0	0	0	0	0
A Arête (%)	0	0	0	2	5
SURFACE					
Rugueuse (%)	80	75	60	66	60
Impactée (%)	20	25	40	34	38
Lisse (%)	0	0	0	0	2
DISSOLUTION					
Absente (%)	7	0	0	0	0
Type I (%)	58	47	26	10	30
Type II (%)	20	40	42	40	32
Type III (%)	15	13	32	50	38
EMOUSSE					
Nul (%)	0	0	0	0	0
Faible (%)	4	0	0	0	5
Moyen (%)	12	18	35	12	25
Important (%)	84	82	65	88	70
PRECIPITATION					
Nul (%)	100	96	84	98	100
Faible (%)	0	2	12	2	0
Moyen (%)	0	2	4	0	0
Important (%)	0	0	0	0	0
BORDS DEFORMES					
Nul (%)	13	6	17	0	10
Faible (%)	14	12	28	20	8
Moyen (%)	36	35	9	45	27
Important (%)	37	47	50	35	55
STRIES MECANIQUES					
Absent (%)	50	45	60	70	62
Faible (%)	20	25	12	0	13
Moyen (%)	16	10	18	22	5
Important (%)	14	20	10	18	20
ASSOCIATION					
Aucun (%)	95	93	97	95	94
Quartz (%)	0	0	0	0	0
Oxyde Fe (%)	0	0	2	5	3
Kaolinite (%)	5	7	1	0	3

Cuirasse b =cuirasse basale
cuirasse dem = cuirasse démantelée

Tableau XXXIII : Fiche morphologique des particules d'or de l'unité supérieure

	Allotérite	Carapace Fe	Cuirasse nod	Cuirasse alv	Cuirasse nod
nombre de grain vu au M.E.B	26	48	32	30	37
FORME					
Sub-sphérique (%)	80	42	75	92	65
Irrégulière (%)	20	58	25	8	35
Aggrégat (%)	0	0	0	0	0
A arête (%)	0	0	0	0	0
SURFACE					
Rugueuse (%)	85	80	50	60	46
Impactée (%)	15	20	50	40	54
Lisse (%)	0	0	0	0	0
DISSOLUTION					
Absente (%)	9	0	0	0	5
Type I (%)	60	55	22	0	35
Type II (%)	17	25	38	22	27
Type III (%)	14	20	40	78	33
EMOUSSE					
Nul (%)	0	0	0	0	0
Faible (%)	0	0	0	0	0
Moyen (%)	36	18	40	11	25
Important (%)	64	82	60	89	75
PRECIPITATION					
Nul (%)	100	93	100	100	96
Faible (%)	0	7	0	0	2
Moyen (%)	0	3	0	0	2
Important (%)	0	0	0	0	0
BORDS DEFORMES					
Nul (%)	0	0	0	0	0
Faible (%)	65	60	20	42	16
Moyen (%)	12	20	23	28	60
Important (%)	23	20	57	30	24
STRIES MECANIQUES					
Absent (%)	20	80	80	40	25
Faible (%)	26	14	17	30	18
Moyen (%)	40	6	3	25	34
Important (%)	14	0	0	5	23
ASSOCIATION					
Aucun (%)	100	97	96	100	100
Quartz (%)	0	0	0	0	0
Oxyde Fe (%)	0	0	4	0	0
Kaolinite (%)	0	3	0	0	0

nod = nodulaire
alv = alvéolaire

Pour les deux profils, le taux de corrosion est plus élevé dans les horizons de cuirasse que dans la carapace et l'allotérite et évolue globalement dans le même sens que la dégradation géochimique (dissolution des nodules, du quartz ...). Au sein du profil de l'unité supérieure, le taux de corrosion atteint le maximum dans la cuirasse alvéolaire (33 %) (Fig.66b). Les particules d'or sont fortement émoussées sans qu'une variation selon la profondeur apparaisse dans le degré d'émoussé. Les particules d'or de la cuirasse alvéolaire du profil de l'unité supérieure sont plus émoussées que celles issues des horizons de cuirasses nodulaires du même profil. De plus les dispersions par rapport à la moyenne sont plus étalées traduisant une hétérogénéité de la population. Elles sont également plus affectées par la dissolution.

Les formes supergènes sont rares et dans chaque profil, elles apparaissent de façon sporadique, indépendamment des horizons. L'or secondaire se présente sous forme de sphérules micrométriques disposées à la surface des particules principales. Les sphérules sont aplaties. Ce qui traduit un certain caractère de déformation postérieure à la précipitation.

Toutes les particules sont affectées par des marques de déformation mécaniques. Il s'agit de stries et/ou de bords repliés parfois fortement. (*planche IV photo 49 à 54*). Ces figures de déformations sont notées même sur les particules les plus profondes dans les profils (allotérite) (*planche IV photo 49*). Lorsqu'elle peut être établie, la succession dans le temps des marques de transport et de dissolution varie selon la particule observée. Certaines particules présentent des puits de dissolution postérieurs aux marques de transport (*planche IV photo 49 et 50*). D'autres particules présentent des stries ou des aplatissements postérieurs aux dissolutions (*planche IV photo 51 et 52*).

Rares sont les particules qui restent accolées aux minéraux de gangue. Seuls sont observés des fragments de la matrice argilo-ferrugineuse, tapissant les golfes de corrosion ou coincés sous les lamelles repliées. Si les grains associés au quartz sont assez fréquents dans le profil de l'unité basse, ce n'est pas le cas dans les profils anciens où cette association est absente.

Conclusion

Il n'y a pas de différence morphologique importante entre les grains d'or de l'unité moyenne et supérieure. Les traits morphologiques généraux des particules d'or de ces deux profils se caractérisent par les marques d'une évolution chimique et mécanique beaucoup plus intense que dans l'unité basse. Ce sont :

- la quasi absence de formes primaires (anguleuses);
- les formes arrondies et sphériques dominantes;
- les dissolution fréquentes et intenses;
- les marques de déformation mécanique (stries, bords repliés) bien marquées.

Il semble y avoir une succession de dissolution et de retouche mécanique. Toutefois, les dernières marques de processus enregistrées par les particules semblent chimiques. Les rares

particules fraîches notées dans la cuirasse de l'unité moyenne pourraient avoir été libérées dans le profil après transport dans leur gangue (Desborough 1970; Hérail, 1984; Edou-Minko, 1988, 1995; Sanfo et *al* 1992).

I.3 - Evolution de la composition chimique des particules d'or

Chaque particule d'or a été analysée à la microsonde électronique selon un transect allant de son centre à sa périphérie. Bi, Ag, As, Cu, Ni, Co, Fe, S, Al ont été dosés en plus de Au. Parmi ces éléments en trace, seul l'argent présente des variations de teneur importante d'un profil ou d'un ensemble d'altération à un autre. Seuls les particules en agrégat de l'unité basse présentent des teneurs en Cu, S, As significatives pouvant atteindre 1 %.

I.3.1 Composition chimique des particules d'or de l'unité basse

- *Composition chimique des particules d'or du profil 0*

Tout au long du profil 0, les valeurs d'argent des particules d'or sont élevées et comprises entre 12 % et 17%. L'évolution verticale des teneurs moyennes par ensemble d'altération se traduit par une diminution entre les particules de la roche mère (16%) et les particules de l'horizon nodulaire meuble (13,4 %) (*Fig.67*). Au sein d'une population de paricules (horizon), la teneur en Ag est assez constante. Les écarts types sont toujours inférieurs à 1 %. Dans la carapace et dans le sol, si on se restreind aux particules issues des nodules, les moyennes d'argent sont plus élevées que pour la population totale. Ces moyennes sont assez constantes de la base de la carapace jusqu'au sol (*tab. I*). Les traces de soufre, arsenic et cuivre ne sont notées que sur les particules en agrégat dont les teneurs en ces éléments peuvent atteindre 1 % (*Tabl.I*).

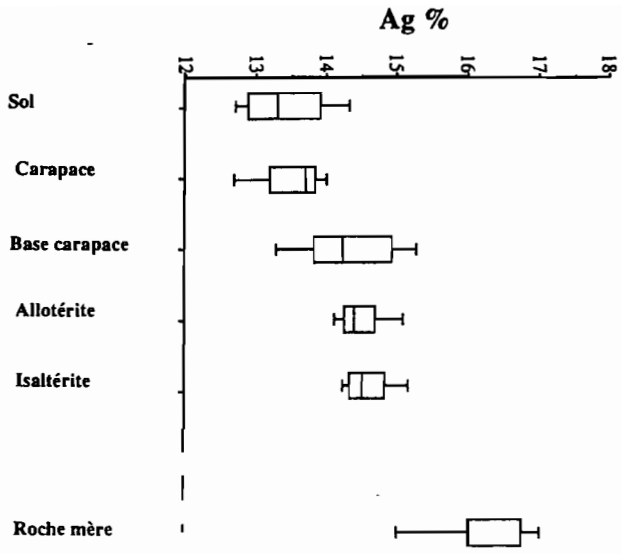


Figure 67 : Evolution des teneurs en argent des particules d'or du profil minéralisé

D'une population à l'autre, les différenciations sont peu marquées. Ainsi par exemple, le mode est à 14,6 % dans l'allotérite et à 14,3 % pour les particules du sol. Cette faible différenciation s'explique par une répartition de l'argent à l'intérieur des particules d'or, différente selon le niveau du profil. Les teneurs en argent du coeur des particules de l'ensemble supérieure sont assez proches de celles de l'ensemble inférieur.

- *Composition chimique des particules d'or du halo de dispersion*

La teneur moyenne en argent des particules d'or baisse considérablement de l'aplomb de la minéralisation, aux profils situés à 50 (8,66%) et à 75 m (9,4 %) (*Fig.68*). Elle augmente légèrement pour les particules du profil localisé à 100 m et vaut 12,2 %.

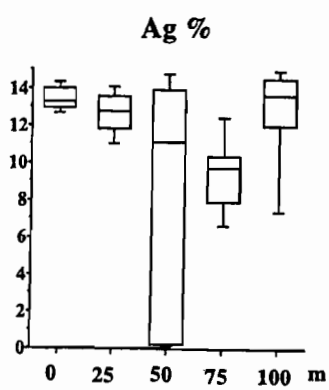


Figure 68 : Evolution des teneurs en argent des particules d'or du halo de dispersion

Dans le halo de dispersion, il faut noter une certaine hétérogénéité d'une part d'une particule à l'autre et d'autre part entre le bord et le coeur à l'échelle de la particule. Ainsi par exemple les

teneurs en argent des particules du profil à 50 m varient entre 0,1 % et 16 % et différencient clairement les particules chimiquement peu évoluées à caractéristiques primaires conservées, à teneurs en argent plus élevées, des particules plus évoluées avec des teneurs en argent les plus faibles, affectées par les vides de dissolution et / ou à contours émoussés.

- ***Apparition d'un cortex appauvri en argent***

Chaque particule d'or est analysée suivant un transect, ce qui permet d'apprécier, les éventuelles variations entre le bord et le centre. Nous avons utilisé l'indice de déplétion périphérique Idp. Pour le calcul, les définitions du bord et du centre de la particule sont faites de façon subjective. La limite est fixée quand apparaît une rupture des teneurs en argent dans le transect. En absence de décroissance notable ou lorsque celle-ci est progressive, le point le plus au centre (centre de gravité) est considéré comme le coeur chimique de la particule.

$$Idp = \left(\frac{\Sigma\, Ag_{bord}}{\Sigma\, Au_{bord}}\right) X \left(\frac{\Sigma\, Au_{centre}}{\Sigma\, Ag_{centre}}\right)$$

Il est supérieur à 1 pour un enrichissement en argent du bord de la particule relativement à son centre. Iil est inférieur à 1 lorsque la particule est appauvrie en argent dans sa partie périphérique.Il n'a pas été possible de réaliser des transects sur les particules de la roche mère et de la roche faiblement altérée du fait de leur trop petite taille.

Idp est très voisin de 1 à la base du profil 0, au niveau de l'isaltérite et de l'allotérite (0,99-1,03) et rend compte de l'homogénéité de la répartition de l'argent au sein des particules de ces horizons (*Fig.69*). Il diminue dans la carapace et dans le sol et peut atteindre 0,87 dans le sol. Dans l'ensemble supérieur, l'indice moyen de déplétion est plus élévé pour les particules issues des nodules que pour la population totale.

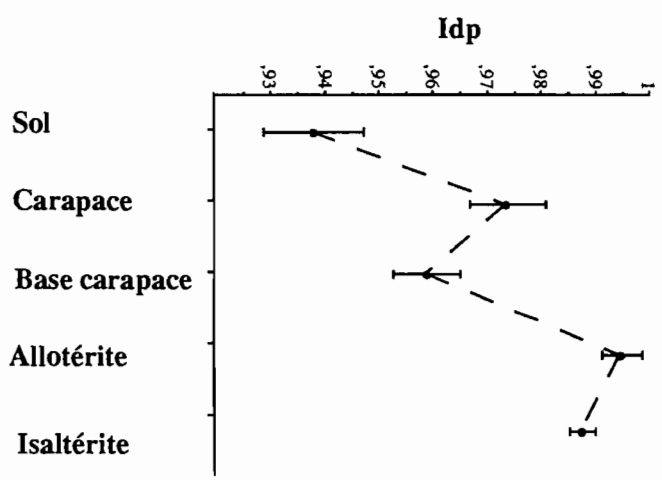


Figure 69 : Evolution de l'indice de déplétion des particules d'or issues du profil minéralisé

L'indice moyen de déplétion des particules d'or du halo est plus faible que celui mesuré pour les particules de l'aplomb de la minéralisation. Comme les teneurs moyennes en argent, l'indice moyen de déplétion des particules baisse de l'aplomb de la minéralisation, aux profils situés à 75 m (0,74) (*Fig.70*). Elle augmente légèrement pour les particules du profil localisé à 100 m où il vaut 0,86. Dans ce profil, l'indice de déplétion est très variable d'une particule à l'autre et est compris entre 0,25 et 1.

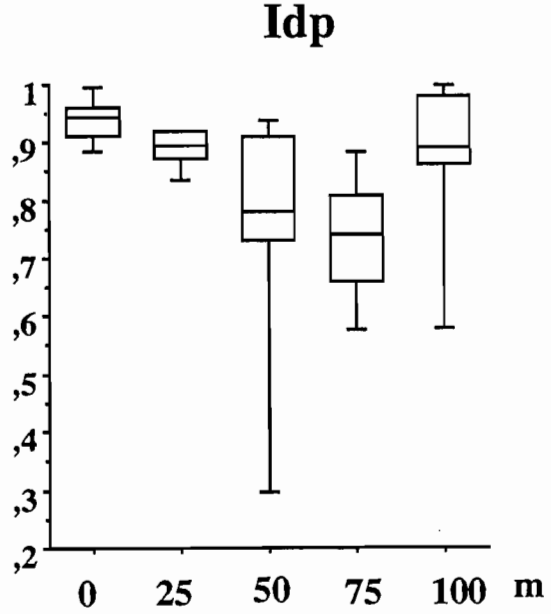


Figure 70 : Evolution de l'indice de déplétion dans le halo de dispersion

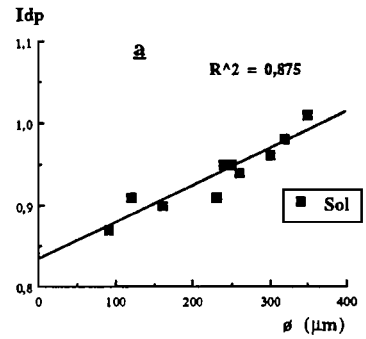
Sur les grains qui montrent une auréole désargentée, les transects montrent plusieurs types de décroissance en argent en fonction de la distance entre coeur et le bord.

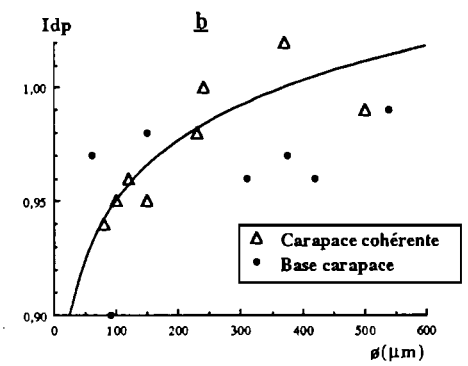
- type a : décroissance progressive du coeur vers le bord;
- type b : palier suivi d'une décroissance brusque dans les derniers micromètres;
- type c : décroissance rapide sur une courte distance par rapport au coeur.

Certaines particules de petite taille du halo montrent des teneurs faibles en argent jusqu'au coeur (0,5%) et par conséquent ne montrent pas de déplétion en argent ou restent peu déplétives.
Une tendance corrélative apparaît entre la taille des particules et l'indice de déplétion. Cette tendance s'améliore de l'isaltérite au sol (*Fig.71 a, b et c*).

I.3.2 - Composition chimique des particules d'or des profils anciens

Les particules d'or issues des profils d'altérations anciens ne sont constitués que d'Au et Ag et le pourcentage moyen en argent est relativement plus faible que dans le profil de l'unité basse.





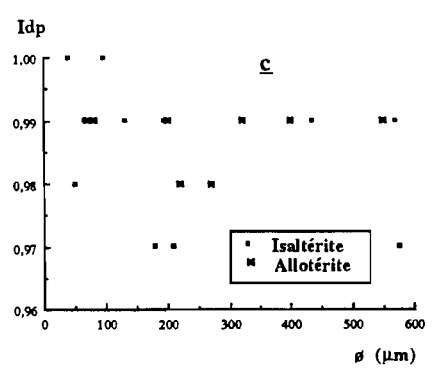


Figure 71 (a, b et c) : Indice de déplétion en fonction de la taille, pour les différentes populations de paricules du profil minéralisé

- ***Dans le profil de l'unité moyenne***

Les teneurs en argent des particules d'or du profil de l'unité moyenne sont hétérogènes d'une particule à l'autre et très variables au sein d'une même particule. Les valeurs sont

comprises entre 0,01 % et 16 %. Environ 25 % des points d'analyses révèlent des teneurs en argent inférieures à 5 %; à peu près 30 % sont compris entre 5 et 10 %; un nombre important (45 %), montrent des valeurs supérieures à 10 % d'argent. Le pourcentage moyen d'un horizon à l'autre quant à lui, varie peu et est compris entre 7 et 10 % (*Tabl.XXXIV A*). Les teneurs en argent sont en moyenne inférieures à celles des particules de l'unité basse.

Tableau XXXIV : Teneurs moyennes en argent des particules d'or et leur indice de déplétion dans les profils A) de l'unité moyenne, B) de l'unité supérieure
SD = déviation standard pour une intervalle de confiance de 95 %.
Nod = nodulaire, alv = alvéolaire, dém = démantelée.

A)

	% Ag		Idp		n points sonde
	Moyenne	SD	Moyenne	SD	
Cuirasse dém	9,55	4,85	0,69	0,24	53
Cuirasse	8,25	5,03	0,46	0,28	46
Cuirasse	8,42	4,33	0,47	0,37	32
Carapace	7,29	5,19	0,47	0,31	38
Allotérite	8,43	4,25	0,65	0,19	32

B)

	% Ag		Idp		n points sonde
	Moyenne	SD	Moyenne	SD	
Cuirasse nod	2,90	2,92	0,44	0,25	26
Cuirasse alv	0,76	1,18	0,99	1,28	25
Cuirasse nod	4,52	4,85	0,41	0,32	34
Carapace	8,44	5,21	0,64	0,46	29
Allotérite	11,82	2,88	0,92	0,16	23

Rares sont les particules qui montrent des teneurs élevées et constantes sur les transects. Les points d'analyse à Ag > 10 % caractérisent les parties centrales des grains. Les particules d'or sont différemment déplétives en argent. La répartition en argent entre le coeur et le bord est très hétérogène et Idp varie entre 0,02 et 0,9, soit des valeurs moyennes le long du profil, comprises entre 0,4 et 0,7 % (*Tabl.XXXIV A*). L'indice de déplétion périphérique, comme la teneur en

argent varie de façon aléatoire le long du profil. Aucune corrélation n'existe entre la taille des grains et leur déplétion en argent. Il semble que dans ce profil, à tailles équivalentes, les particules les plus marquées par la dissolution soient les plus déplétives en argent. Pour l'ensemble des particules de l'unité moyenne, il n'y a pas de corrélation entre la taille et la déplétion des particules.
Les valeurs de Idp les plus élevées sont notées sur les rares particules fraîches et sur celles dont le départ en argent atteint le coeur, provoquant ainsi une nouvelle homogénéisation de la répartition en argent.

- Dans le profil de l'unité supérieure

Les particules d'or sont plus pauvres en argent que celles du profil de l'unité moyenne si on raisonne à l'échelle des profils. Les valeurs sont comprises entre 0 % et 14 %. Comme dans le profil précédent, les teneurs en argent des particules d'or du profil de l'unité supérieure sont hétérogènes d'un ensemble d'altération à un autre, d'une particule à l'autre et très variables au sein d'une même particule.
Les teneurs moyennes en argent par horizon varient de 0,7 % à 11,8 % (*Tabl.XXXIV B*). Ces teneurs diminuent de l'allotérite à la cuirasse. Aucune particule de la cuirasse alvéolaire et de la cuirasse nodulaire sommitale n'a montré des teneurs en argent supérieures à 10 %. Les particules d'or issues de la cuirasse alvéolaire ont les teneurs les plus faibles en argent (0,76 %). Tous les points d'analyse dans cet horizon montrent des teneurs en argent inférieures à 5 %. Rappelons que la cuirasse alvéolaire a révélé les dégrés d'émoussé et les figures de dissolution les plus marquées du profil. Dans l'allotérite les valeurs en argent sont souvent supérieures à 10 % (80 % des points).
L'indice de déplétion varie entre 0,41 et 0,99 (*Tabl.XXXIV B*). Par ensemble d'altération, il diminue entre la base et le sommet du profil. On note exceptionnellement la valeur la plus élevée dans la cuirasse alvéolaire. L'explication est donnée par l'homogénéisation de l'argent liée à un appauvrissement qui atteint le coeur des particules de cet horizon.

En résumé

Les particules d'or de la séquence de Larafella sont de plus en plus évoluées chimiquement. Cela se traduit par des teneurs en argent de plus en plus faibles entre le profil 0 et le halo de dispersion d'une part et d'autre part entre l'unité basse et les profils des unités moyenne et supérieure, donc par altération croissante (*Fig.72*). Dans le même sens une disparité apparaît entre le coeur et le bord des particules dans la répartition en argent à savoir une décroissance de l'indice de déplétion (*Fig.73*). Cette décroissance de Idp peut s'estomper voir s'inverser dans les particules les plus évoluées des profils anciens. La composition chimique de certaines particules des profils anciens témoigne clairement d'une signature chimique parentale commune à celles issues du profil minéralisé de l'unité basse :

(1) des particules morphologiquement évoluée mais conservant des teneurs élevées en leur coeur; (2) des particules fraîches probablement libérées des fragments de roche ou de quartz montrant des teneurs en argent proches de celles notées pour les particules du profil 0, voir du protore.

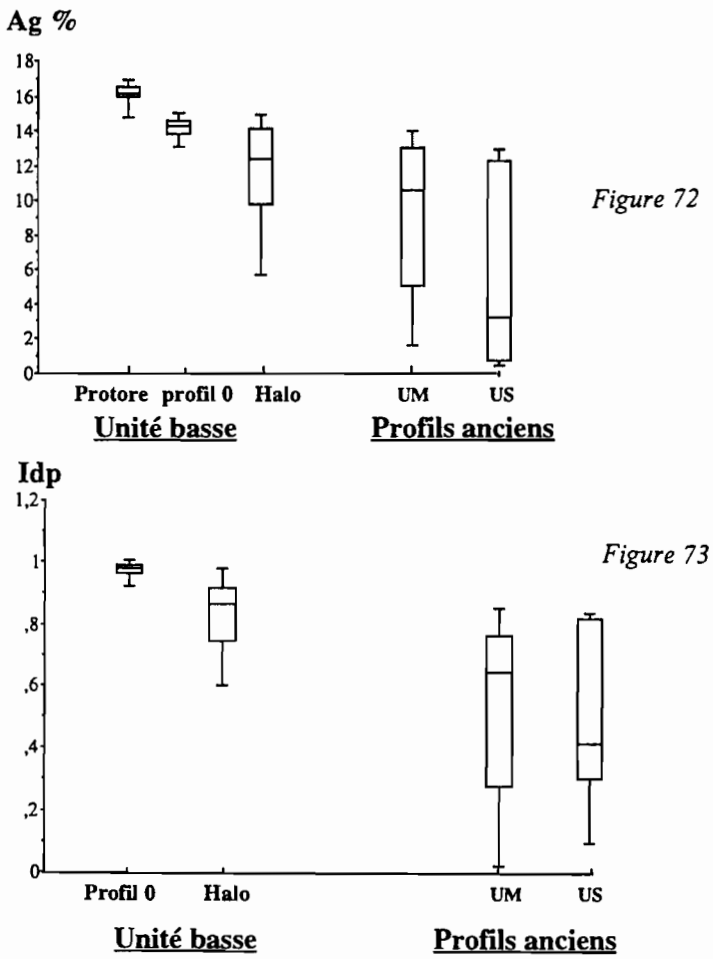


Figure 72

Figure 73

Figures 72 et 73 : Evolution des teneurs en argent et de la déplétion par unités géomorphologiques

I.4 - Conclusions de l'étude morphologique et chimique des particules d'or

Il ressort des examens morphologiques et des analyses chimiques, une différenciation nette entre les particules d'or de la colonne minéralisée, celles provenant du halo de dispersion et celles des unités géomorphologiques moyenne et supérieure. La différence se traduit dans la distribution des teneurs particulaires, dans la morphologie, dans la taille et dans la composition chimique.

Dans le profil minéralisé les teneurs en or particulaire diminuent de l'isaltérite friable au sol, alors que dans le halo (sauf dans le profil 100 m) et dans les profils des unités moyenne et supérieure elles augmentent de la base vers le sommet. Dans la carapace et dans le sol du profil minéralisé, la fraction grossière est plus riche que la matrice friable. Dans les profils anciens on observe l'inverse.

La taille moyenne des particules suit la même évolution verticale. Les particules d'or s'affinent quand on passe du profil minéralisé au halo puis aux profils des unités moyenne et supérieure.

Dans l'ensemble inférieur et à la base de la carapace ferrugineuse du profil minéralisé, le processus dominant est la précipitation d'or secondaire qui s'effectue en présence des oxydes de manganèse associés au cérium, en présence de la goethite et rarement en association à la gibbsite.

L'ensemble supérieur du profil minéralisé, son halo de dispersion, et les profils anciens sont le siège de la dissolution et de l'émoussé des particules. L'émoussé et la dissolution sont de plus en plus marqués de la base au sommet du profil minéralisé, latéralement dans le halo de dispersion puis dans les profils anciens. Les formes anguleuses diminuent à la faveur des forme arrondies.

Les marques de déformation apparaissent au sommet du profil minéralisé. Elles s'accentuent dans le halo au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'axe de la minéralisation. Elles sont très intenses sur les particules des profils anciens. Elles consistent en des replis du bord des particules ou des marques d'impacts ou encore des stries.

De bas en haut du profil minéralisé au halo, puis vers les profils anciens, les particules d'or sont de plus en plus évoluées chimiquement avec des teneurs en argent de plus en plus faibles. Dans le même sens, on a une décroissance de l'indice de déplétion en argent, c'est à dire, une disparité de plus en plus marquée entre le bord et le coeur des particules. Cette décroissance peut s'estomper voir s'inverser dans les particules les plus évoluées des profils anciens et rend compte de l'absence de tendance entre cet indice et la taille des particules dans ces unités. Certaines particules des profils anciens conservent une signature chimique parentale commune à celles issues du profil minéralisé (teneurs en Ag semblable au coeur).

Il faut noter dans l'ensemble supérieur du profil minéralisé, une différence dans le comportement de l'or, entre la matrice friable et les nodules. La différence se caractérise dans les nodules par : (i) des teneurs en or particulaire supérieures à celles de la matrice friable, (ii) la taille moyenne des particules plus importante; (iii) un émoussé et des dissolution moins marqués ainsi que des caractéristiques primaires mieux conservées et la présence de particules d'or secondaires; (iv) des teneurs moyennes en argent un peu plus élevées et une répartition plus homogène dans les particules (Idp plus élevé) que dans la matrice friable.

Ces observations conduisent à penser que les particules d'or sont protégées des fluides altérants dans les nodules.

II - Aperçu sur les minéraux lourds accompagnateurs de l'or

L'étude des autres minéraux lourds fournit des informations supplémentaires dans le suivi de l'or particulaire et plus précisément dans la discussion sur l'origine des matériaux des profils anciens et sur leur relation avec le substratum. Les résultats sont exprimés en pourcentage normatif des principales espèces minérales comptées en frottis montés sur lames, pour chaque horizon.

Les minéraux lourds opaques prédominent dans les profils d'altération de la séquence de Larafella et représentent 50 à 90 % du cortège minéralogique (*Tabl.XXXV, XXXVI et XXXVII*). Le cortège minéralogique, commun aux profils de la séquence est constitué :

- de minéraux lourds opaques représentés par la limonite, l'ilménite, la magnétite, la goethite, l'hématite, les oxydes de Mn, la pyrite et l'arsénopyrite;
- de minéraux lourds transparents représentés par le zircon, le rutile, l'épidote, la tourmaline, la staurotide, le sphène, le disthène, la sillimanite. Seuls ces derniers ont fait l'objet d'une quantification détaillée. Parmi les minéraux opaques nous avons toutefois quantifié les sulfures en même temps que les particules d'or.

II.1 - Distribution et caractères des minéraux lourds transparents

II.1.1 - Le Zircon ($ZrSiO_4$)

Le zircon est de loin le minéral le plus abondant de la séquence et représente 60 à 95 % des minéraux lourds transparents. Sa repartition est assez constante tout au long du profil de l'unité basse (*Tabl.XXXV*) au sein duquel, les cristaux sont parfaitement conservés. Ils sont euhédraux à arêtes intactes. L'observation au MEB du détail des surfaces montre que celles issues du profil de l'unité basse sont non ou très faiblement affectées par des cavités micrométriques de dissolution, d'où l'utilisation d'un bilan isozircon pour ce profil (cf chapitre V). A l'opposé, les zircons des unités moyenne et supérieure présentent des cavités de dissolution plus intenses que ceux de l'unité basse.

Dans le profil de l'unité moyenne, les pourcentages en zircon évoluent globalement comme l'or particulaire et accuse une augmentation de l'isaltérite (76 %) vers le sommet (85 %) (*Tabl.XXXVI*). Dans le profil de l'unité supérieure, les pourcentages sont plus élevés à la base du profil (93 %) dans l'isaltérite et l'allotérite. La proportion la plus faible est notée dans la cuirasse alvéolaire (63 %) (*Tabl.XXXVII*). Dans les profils anciens, les zircons montrent souvent des arêtes cassées.

Tableau XXXV : Fiche minéralogique de l'unité basse (d>2,9)

	SOL	Carapace ferrugineuse	Base carapace	Allotérite	Isaltérite
MLO	85	87	79	79	74
MLT	15	13	21	21	26
Zircon	70	79	79	75	73
Rutile	6	5	4	4	3
Epidote	9	8	8	13	16
Staurotide	6	3	3	0	4
Sphène	2	0	2	6	4
Tourmaline	2	T	1	2	T
Disthène	3	1	1	T	T
Sillimanite	2	1	2	T	T

MLO : Minéraux lourds opaques
MLT : Minéraux lourds transparents
T : Trace (< 1 %)
n=1500 pour chaque horizon

Tableau XXXVI : Fiche minéralogique de l'unité moyenne (d>2,9)

	Sommet cuirasse	Cuirasse ferrugineuse	Carapace ferrugineuse	Allotérite	Isaltérite
MLO	82	88	78	60	80
MLT	18	12	22	40	20
Zircon	85	84	78	83	76
Rutile	9	7	10	13	14
Epidote	4	6	7	1	0
Staurotide			2	T	4
Sphène	2	3	3	3	6
Tourmaline	0	0	0	0	0
Disthène	T	0	T	T	T
Sillimanite	0	0	T	T	T

MLO : Minéraux lourds opaques
MLT : Minéraux lourds transparents
T : Trace (< 1 %)
n=1500 pour chaque horizon

Tableau XXXVII Fiche minéralogique de l'unité supérieure (d>2,9)

	Cuirasse nodulaire	Cuirasse alvéolaire	Cuirasse Nodulaire	Carapace ferrugineuse	Allotérite	Isaltérite
MLO	75	65	81	51	40	36
MLT	25	45	19	49	60	64
Zircon	82	63	68	80	93	93
Rutile	6	11	9	11	4	4
Epidote	7	17	9	5	1	0
Staurotide		4	8	T	T	1
Sphène	4	5	4	4	1	2
Tourmaline	0	0	0	0	0	0
Disthène	1	T	2	T	0	0
Sillimanite	T	0	T	T	1	T

II.1.2 - Le rutile (TiO2)

Il est, en abondance, le second minéral transparent après le zircon. Les cristaux primaires automorphes sont assez rares. Les cristaux sont en générale sub-arrondis, à bordures irrégulières. Ils sont fréquemment affectés par des cavités de dissolution qui sont plus marquées dans les ensembles ferrugineux (surtout des profils anciens) au sein desquels la forme générale du cristal à tendance à s'effacer.

Dans le profil de l'unité basse, le pourcentage de rutile est compris entre 3 et 6 %. Ce minéral est présent tout au long du profil avec un pourcentage minimum dans l'isaltérite (3 %) et maximum dans le sol (6 %). Les proportions les plus élevées sont notées dans l'isaltérite et l'allotérite de l'unité moyenne (13-14 %). Dans le profil de l'unité supérieure, les proportions varient entre 4 et 11 % et sont les plus faibles à la base.

II.1.3 - L'épidote (Ca2(Al,Fe)3SiO12OH)

La répartition de ce minéral réputé vulnérable à l'altération, est différente dans les trois profils. Il est en général altéré. Les pourcentages indiqués correspondent à la somme des épidotes saines et altérées reconnues comme telles. Au microscope photonique, l'épidote présente une forme irrégulière, à relief moyen, une couleur verdâtre polarisant dans les gris-jaune, avec des teintes caractéristiques bleu; l'ensemble constituant le manteau d'arlequin qui lui est propre.

Au sein du profil de l'unité basse, les pourcentages sont assez importants dans l'isaltérite et dans l'allotérite, respectivement de 16 % et 13 %. Le pourcentage diminue dans les ensembles ferrugineux (8-9%) (*Tabl.XXXV*). Dans le profil de l'unité moyenne, ce minéral est absent dans l'isaltérite et se trouve sous forme de traces dans l'allotérite. Il apparaît de façon notable à partir de la carapace et reste assez constant jusqu'à la surface (4 à 7 %) (*Tabl.XXXVI*). Comme dans le profil de l'unité moyenne, il est absent dans l'isaltérite de l'unité supérieure, en traces dans l'allotérite et apparaît à partir de la carapace. Sa plus forte concentration est dans l'ensemble cuirassé et il différencie bien l'horizon de cuirasse alvéolaire (avec la proportion la plus élevée, 17 %) des deux horizons de cuirasse nodulaire (7-9 %) (*Tabl.XXXVII*).

II.1.4 - La staurotide (FeAl5Si2O11OH)

Dans l'unité basse, la staurotide est présente de façon constante (3-6 %) à l'exception de l'allotérite qui n'en contient pas. Très faiblement présente à la base de l'unité moyenne, elle disparaît dans la carapace sommitale et dans la cuirasse démantelée. Dans l'unité supérieure c'est la cuirasse nodulaire qui en contient le plus (8 %). Ce minéral se présente sous forme globulaire ou en grain à contour irrégulier. Certains grains sont altérés.

II.1.5 - Le sphène (Ca2TiSiO5)

Les pourcentages sont faibles et compris entre 0 et 6 % dans les différents horizons de la séquence. Le sphène apparaît sporadiquement avec une répartition quelconque. Il se présente sous forme globulaire ou avec des arêtes localement conservées. La plupart des grains sont altérés.

II.1.6 - La tourmaline, le disthène et la sillimanite

Ces minéraux sont faiblement représentés. Leurs proportions sont inférieures à 3 %. La tourmaline se présente sous forme prismatique, en général bien conservée. Le disthène, en général globulaire, montre fréquemment des cassures en marches d'escaliers dans les profils des unités moyennes et supérieures. La sillimanite est aussi décelée dans certains échantillons.

II.2 - Les sulfures

Des sulfures (pyrite et arsénopyrite) sont conservés dans les ensembles d'altération. Dans le profil minéralisé, le début de l'altération des albitites conduit à une pseudomorphose partielle ou complète des pyrites en oxy-hydroxydes de fer et une évolution de l'arsénopyrite en limonite ou en scorodite. Toutefois, des sulfures conservés à l'état sain en quantité statistiquement significative sont présents dans les fonds de batée, aussi bien dans les ensembles d'altération de l'unité basse que des unités anciennes. La quantification est faite, pour les différents profils de la séquence, dans la matrice friable et dans la fraction grossière, comme pour l'or particulaire.

II.2.1 - Etudes qualitative des sulfures des ensembles d'altération

L'examen au M.E.B montre que les sulfures issus des profils de la séquence sont en cristaux individuels ou en agrégat de 2 ou 3 individus. Ils sont :

- automorphes, sains, avec des arrêtes vives (*planche V photos 1 et 2*);
  globulaires à arêtes localement conservées;
- à contours irréguliers;
- automorphes avec des arêtes émoussées .

Ces sulfures xénomorphes et automorphes sont oxydés ou sains (*planche V spectres*). Les cristaux montrent des surfaces corrodées ou parfaitement lisses. Les sulfures oxydés ont leur surface tapissée de nodules micrométriques d'oxy-hydroxydes de fer (*planche V photos 3 et 4*). Les analyses à la microsonde électronique des cristaux sains indiquent des compositions d'arsénopyrite, et de pyrite. Les sulfures sains et les sulfures oxydés sont quantifiés. Les sulfures quantifiés comme étant oxydés sont ceux qui sont soit automorphes, soit xénomorphes mais peu oxydés et qui gardent toujours leur éclat métallique. Lorsqu'ils sont xénomorphes et trés oxydés, il est impossible de les différencier des autres oxy-hydroxydes de fer.

Les résultats sont donnés en nombre de sulfure (sains ou oxydés) par kg d'échantillon et par fraction (fraction < 1 mm et fraction > 1 mm)

II.2.2 - Etudes quantitative des sulfures des ensembles d'altération

- Distribution des sulfures le long du profil minéralisé (Fig.74)

Les teneurs particulaires varient de 0 à 28 particules par kg d'échantillon. Dans l'ensemble inférieur, aussi bien dans la fraction fine que dans la fraction grossière, la presque totalité des sulfures est oxydée. De rares cristaux sains sont présents dans la fraction grossière de l'isaltérite friable. Dans l'ensemble supérieur le nombre de cristaux de sulfure augmente et les cristaux sains apparaissent de façon significative. Les proportions de sulfures sont plus importantes dans la fraction grossière que dans la fraction fine. De plus, la fraction grossière présente plus de sulfures sains, dont la proportion diminue de la base de la carapace au sol.

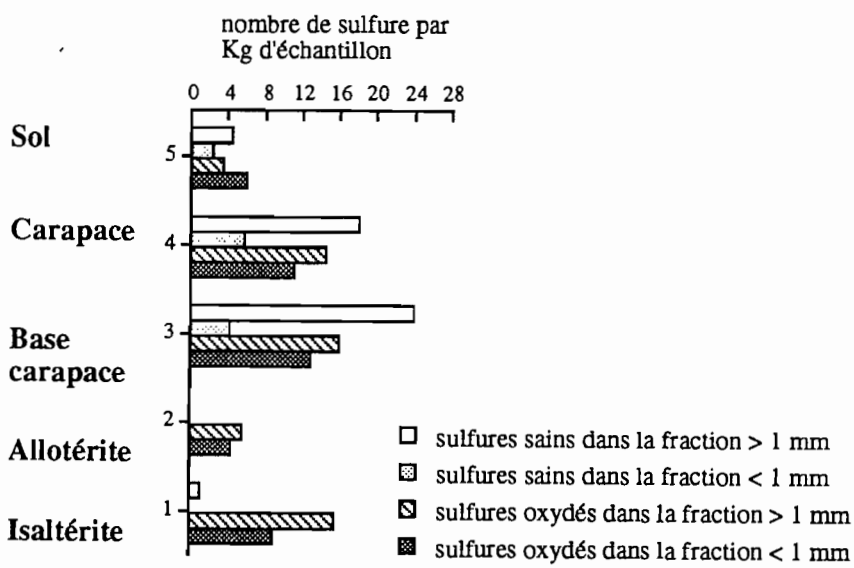


Figure 74 : Distribution des sulfures dans le profil minéralisé

- Distribution des sulfures dans les profils anciens

Dans le profil de l'unité moyenne les sulfures sont faiblement présents dans l'altérite et y sont tous à l'état oxydé (*Fig . 75*). Les proportions augmentent brutalement dans la carapace puis baissent globalement dans la cuirasse. Contrairement au profil minéralisé il y a plus de sulfures (oxydés et sains) dans la matrice friable que dans la fraction grossière. Des sulfures sains sont notés dans les deux fractions. Ils sont en quantité plus importante dans la matrice friable que dans la fraction grossière. Pour un ensemble d'altération donné et dans chacune des deux fractions, il y plus de sulfure oxydés que de sulfures conservés frais. La proportion de sulfures sains la plus élevée est notée dans la matrice friable de la carapace ferrugineuse.

Dans le profil de l'unité supérieure de rares sulfures sont présents dans l'isaltérite, à l'état oxydé. Aucun grain n'est présent dans l'allotérite (*Fig. 76*). Comme dans le profil

précédent la proportion maximale (sains et oxydés) est offerte par la carapace. C'est dans cet horizon que se trouve le maximum de cristaux de sulfures sains qui se localisent dans la fraction fine. Dans les horizons de cuirasse nodulaire, les sulfures sains sont sporadiquement présents aussi bien dans la fraction fine que dans la fraction grossière alors que la cuirasse alvéolaire n'en contient pas.

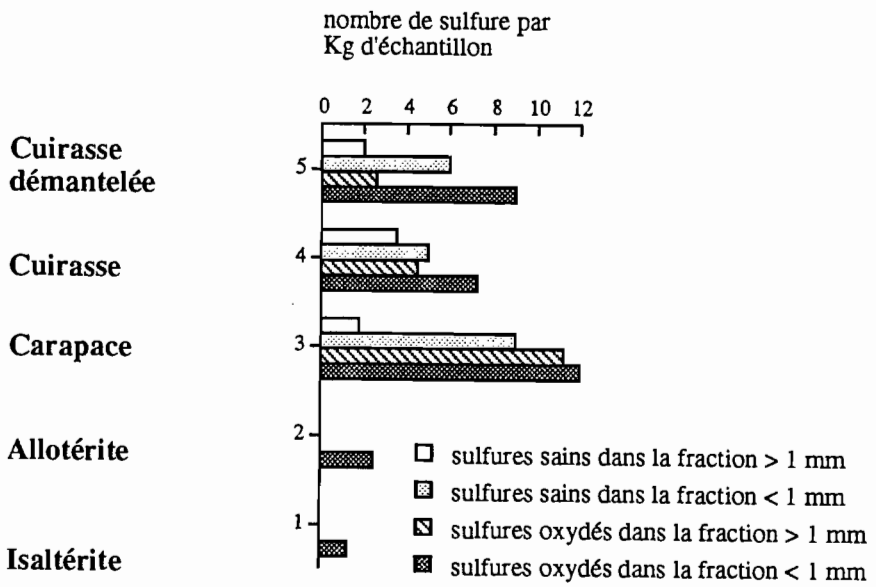


Figure 75 : Distribution des sulfures dans le profil de l'unité moyenne

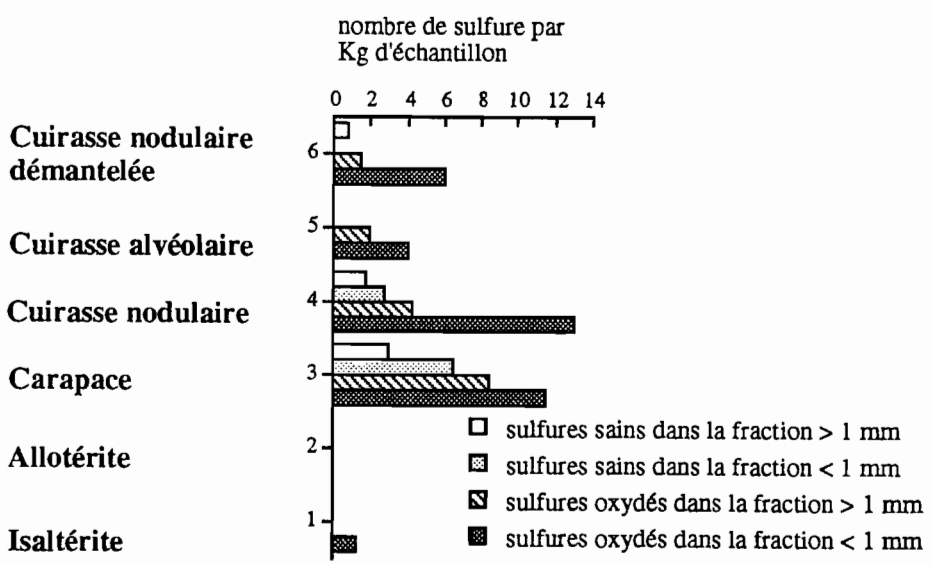


Figure 76 : Distribution des sulfures dans le profil de l'unité supérieure

II.3 - Discussion et conclusions de l'étude des minéraux lourds accompagnateurs de l'or

L'examen des minéraux lourds des profils de la séquence de Larafella révèle une homogénéité des cortèges minéralogiques mais une hétérogénéité des distributions à l'échelle des différents profils. Le profil minéralisé se caractérise par la présence d'épidote dans l'isaltérite et la plus grande abondance de sulfures dans la fraction grossière. Par contre dans les profils anciens l'épidote est absente des isaltérites et les sulfures sont plus abondantes dans la fraction fine. On note également la plus grande quantité de rutile dans l'unité moyenne, dont la proportion diminue de la base vers le sommet, alors que ce minéral est plus abondant dans les horizons indurés de surface des autres profils.

Comme l'or, la distribution des autres minéraux lourds met en évidence dans les profils, une conservation de la marque de la roche sous-jacente jusqu'à la surface, mais également une redistribution mécanique aboutissant à un mélange de matériaux d'origines diverses dans les profils anciens. L'abondance des sulfures (sains et oxydés) dans la fraction fine par rapport à la fraction grossière des profils anciens, et leur faible proportion dans les altarites de ces profils, traduisent une même origine que celle de l'or.

La question est de savoir dans quelle mesure les sulfures se conservent dans les profils de la séquence de Larafella même si leur proportion est nettement inférieure à celle de l'albitite. En effet les conditions d'oxydo-reduction rencontrées en milieu latéritique provoquent une transformation rapide des sulfures. De nombreux travaux concernant l'altération supergène des minéralisations sulfurées indiquent que les sulfures sont instables dans la zone d'oxydation et passent aux sulfates avec abaissement graduel du Eh et augmentation du pH de la solution (Emmons, 1917; Bateman, 1949; Smirnov, 1951; Blanchard, 1968; Grappe, 1974; Wilhem, 1979; Pagis, 1984; Danty, 1995, pour ne citer que ceux-ci). Pour la pyrite par exemple, on peut écrire la série de réactions suivante :

$$4\ FeS_2 + 11\ O_2 + 2\ H_2O \text{ fi } 4\ FeSO_4 + 2\ H_2SO_4$$

Le sulfate ferreux formé est instable et s'oxyde en sulfate ferrique:

$$4\ FeSO_4 + O_2 + 2\ H_2SO_4 \text{ fi2 } Fe_2(SO_4)_3 + 2\ H_2O$$

Le sulfate ferrique au sein des solutions neutres ou peu acides est également instable et s'hydrolyse en hydroxyde de fer:

$$Fe_2(SO_4)_3 + 6\ H_2O \text{ fi } 2\ Fe(OH)_3 + 3\ H_2SO_4$$

Cet hydroxyde de fer en précipitant donne l'hydrohématite, la goethite et la limonite :

$$FeS \text{ fi } FeSO_4 \text{ fi } Fe_2(SO_4)_3 \text{ fi } Fe(OH)_3 \text{ fi } 2Fe_2O_3.3H_2O$$

L'arsénopyrite comme la pyrite est instable dans la zone d'oxydation. Elle est remplacée soit par la scorodite $Fe_2O_3As_2O5.\ 4H_2O$ qui est suffisamment stable dans ces conditions et peut se

conserver sans subir de modifications ultérieures, soit par la beudantite $PbFe_3(OH)_6(SO_4)(AsO_4)$, soit par des sulfures simples d'arsenic comme l'orpiment As_2S_3.

Un fait apparaît clairement dans la répartition des sulfures sains dans le profil minéralisé à savoir leur raréfaction dans les zones les plus vulnérables à la circulation des fluides. Ces zones correspondent à l'altérite et secondairement à la matrice de l'ensemble supérieur. Les sulfures se conservent préférentiellement dans la fraction grossière qui est constituée de nodules (lithorelictuels et pédorelictuels) et de débris de quartz cernés d'une fine pellicule ferrugineuse. C'est également dans la fraction grossière de l'ensemble supérieur que les particules d'or présentent les caractères morphologiques primaires les mieux conservés, des faibles degrés d'émoussé et de dissolution, de grandes tailles, des teneurs en Ag les plus élevées et enfin, les plus faibles déplétions. Ces observations et analyses, confortent l'idée de l'existence d'un "sous système". Une enveloppe ferrugineuse, probablement "précosse", semble protéger les fragments du fond matriciel de la circulation des fluides en inhibant les processus de dissolution. La progression de la ferruginisation vers l'intérieur du volume nodulaire est de plus en plus marquée de la base de la carapace vers le sol et se traduit par une diminution des proportions en sulfures sains. Les sulfures oxydés dans la fraction grossière sont ceux atteints par la progression du front ferrugineux.

Dans les profils anciens, nous avons mentionné que la déferruginisation caractérisée par la dissolution du quartz, la dégradation des nodules, et la corrosion des particules d'or est de plus en plus marquée de la carapace vers le sommet de ces profils. De plus, les processus de dissolution sont plus poussés sous la carapace et dans la cuirasse alvéolaire de l'unité supérieure. La distribution des sulfures sains est conforme à ces faits. Les proportions maximales étant localisées dans les carapaces (comme pour les particules d'or fraîches, surtout dans l'unité supérieure), avec une diminution dans les cuirasses et une absence dans la cuirasse alvéolaire de l'unité supérieure.

La présence de sulfures sains a déjà été signalée aussi bien dans la matrice que dans les éléments grossiers indurés dans les cuirasses ferrugineuses d'un profil de Gangaol au Nord du Burkina Faso (Parisot et *al* 1995). Toutes ses observations vont dans le sens de l'antériorité du cuirassement à l'altération ferrallitique (Grandin, 1976) ou la contemporainéité des deux processus (Leprun, 1979). Ce cuirassement permet une protection d'oxy-hydroxydes de fer vis à vis des minéraux dont les solutions ferrugineuses n'ont pu assurer l'épigénie, et qui sont mis à l'abri des circulations ultérieures.

III - Le cycle de l'or à l'échelle de la séquence de Larafella

Une modification de la morphologie, de la taille et de la composition chimique des particules d'or accompagne l'évolution morphostructurale du paysage de Larafella. L'altération supergène de l'albitite libère l'or des sulfures. Les conditions qui se sont succèdées dans le milieu ont permis les processus de précipitation, dissolution, et de dispersion mécanique de l'or.

III.1 - La précipitation de l'or

Aux premiers stades de l'altération (isaltérite cohérente), les sulfures sont pseudomorphosés par les oxy-hydroxydes de fer en isolant l'or qui reste localisé dans les plages d'oxy-hydroxyde de fer sans mobilisation notable. Les particules gardent leur configuration morphologique et chimique primaire. Les teneurs en argent sont pratiquement identiques à celles des particules incluses dans les sulfures non altérés. De même, les analyses chimiques sur roche totale indiquent que la teneur en or est à peu près équivalente à celle de la roche saine.

L'or est stable et sa mobilisation reste très limitée dans l'isaltérite cohérente. Ce processus a déjà été décrit par plusieurs auteurs qui ont montré au front d'oxydation, l'absence de remobilisation de l'or dans des plages oxydées, tout en conservant des caractères très proches de la minéralisation primaire (Machairas, 1967; Plyum *et al.,* 1981; Stoffregen, 1986; Recoche, 1989). En revanche, dans l'isaltérite friable, se produit une accumulation en or de plus de 50 % (t = 1,3). La taille des particules d'or augmente et peut atteindre 1 mm. Les teneurs moyennes en argent diminuent mais faiblement en passant de 16 à 14 % dans les particules primaires. Les formes d'or secondaire sont fréquentes : sphérule d'or de taille < 5 µm, associées à des micronodules de goethite et aux oxydes de manganèse incorporant du cérium; sphérules d'or micromométriques disposées seules à la surface des particules principales; choux fleurs ou lamelles; formes d'or en agrégat dont nous pensons qu'il s'agit d'une autre génération d'or secondaire, différent des précédents.

Des auteurs ont montré une augmentation des teneurs en or et de la taille des particules d'or dans cette partie des profils située sous le niveau de la nappe phréatique, (Webster et Mann, 1984; Vasconcelos, 1987; Berzon *et al.,* 1990; Michel, 1993). En milieu sulfuré, les conditions moyennement oxydantes qui règnent à la base du front d'altération sont propices à la formation de l'ion thiosulfate $(S_2O_3)^{2-}$, lorsque le pH est neutre à légèrement alcalin. Les solubilités de l'or dans ces conditions sont élevées (3,4 mg / l en 30 jours selon Curtin *et al.,* 1970). L'ion thiosulfate est susceptible de donner un complexe avec l'or et avec l'argent

respectivement sous forme de $Au(S_2O_3)^{3-}$ et $Ag(S_2O_3)^{3-}$ (Goleva *et al.*, 1970; Webster, 1986; Stoffregen, 1987; Benédetti, 1989). Par ailleurs, $Au(S_2O_3)^{3-}$ et $Ag(S_2O_3)^{3-}$ sont instables, et très sensibles aux modifications des conditions physico-chimiques (pH, Eh, présence de sulfure). Il s'en suit une précipitation de l'or et de l'argent. L'or natif ainsi formé, contient des teneurs en Ag proches de celles de l'or primaire. C'est une première phase correspondant dans notre système, aux formes en agrégat contenant des traces d'arsenic, de soufre, de fer et dont les teneurs en argent sont très proches de celles des particules résiduelles, notamment les particules à arêtes localement conservées. Ces particules pourraient résulter d'un héritage de l'isaltérite cohérente, mais l'absence de batée dans cet horizon ne nous permet pas d'être catégorique.

Les formes en sphérule, choux fleurs et lamelle qui montrent une morphologie différente des précédentes, sont accolées aux particules principales, ou localisées dans leurs creux, associées à la goethite ou au manganèse incorporant du cérium. Enfin, elles montrent des teneurs en argent plus faibles. Elles se seraient précipitées dans des conditions plus arides (abaissement de la nappe) ou et pauvre en $(S_2O_3)^{2-}$, en présence cette fois de complexe chloruré. Les analyses chimiques des eaux de nappes de Larafella (actuelle) ont révélé leur richesse en chlore (10 mg/l)w. Les complexes chlorurés de l'argent sont plus stables que ceux de l'or, ce qui explique la diminution notable des teneurs en argent des particules secondaires précipitées dans ces conditions (Colin *et al.*, 1993). En pH acide à moyennement acide et pour des fluides oxydants moins riches en chlorures, les complexes $AuCl_2^-$, $AuClOH^-$ et $Au(OH)_3H_2O^\circ$ contrôlent la mobilité de l'or (Turner et *al.*, 1981; Benedetti, 1989; Vlassopoulos et Wood, 1990; Krupp et Weiser, 1992; Colin et *al.*, 1993).
Le processus de coprécipitation de l'or avec les oxy-hydroxydes de fer dans les profils d'altération n'est pas nouveau. En effet, il est établi que dans les systèmes de cuirasse latéritique, la précipitation des oxydes et hydroxydes de fer s'effectue parallèlement à la dissolution des particules d'or (Wilson, 1983; Webster et Mann, 1984; Lawrance, 1988; Colin *et al.*, 1993.; Mann, 1984; Bowell et *al.*, 1993 , Bowell *et al.*, 1996; Freyssinet, 1993; Lima da Costa et *al.*, 1993). La reprécipitation de l'or s'effectue en dessous de la nappe par réduction du tétrachlorure d'or suivant la réaction :

$$AuCl_4^- + 3\ Fe_2^+ + 6\ H_2O \text{ fi } Au^\circ + 3\ FeO(OH) + 4\ Cl^- + 9\ H^+$$

Ce processus peut être résumé dans le diagramme solubilité de l'or versus pH établi par Colin *et al.*, 1993 (*Fig. 77*).

L'or peut précipiter tardivement, à la surface ou au sein des oxy-hydroxydes de fer (Machairas, 1967; Petrovskaya, 1971; Boyle, 1979, 1982; Nesterov et *al.*., 1979; Roslyakov et Roslyakova, 1986; Stroffregen, 1986; Webster, 1986; Webster et Mann, 1984; Butt, 1987; Lawrance, 1988; Freyssinet, 1989; Edou-Minko et *al.*., 1992; Vasconselos et Kyle, 1989).

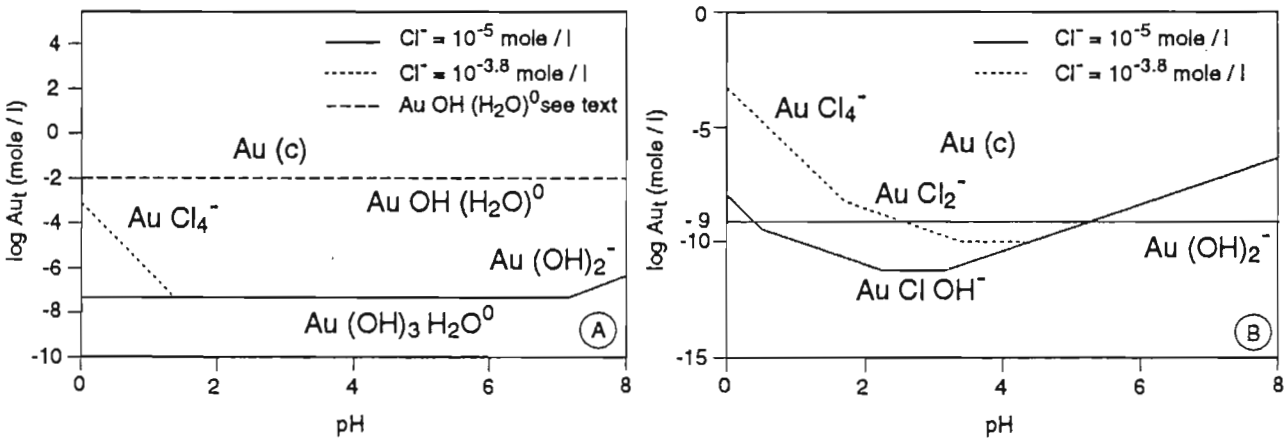
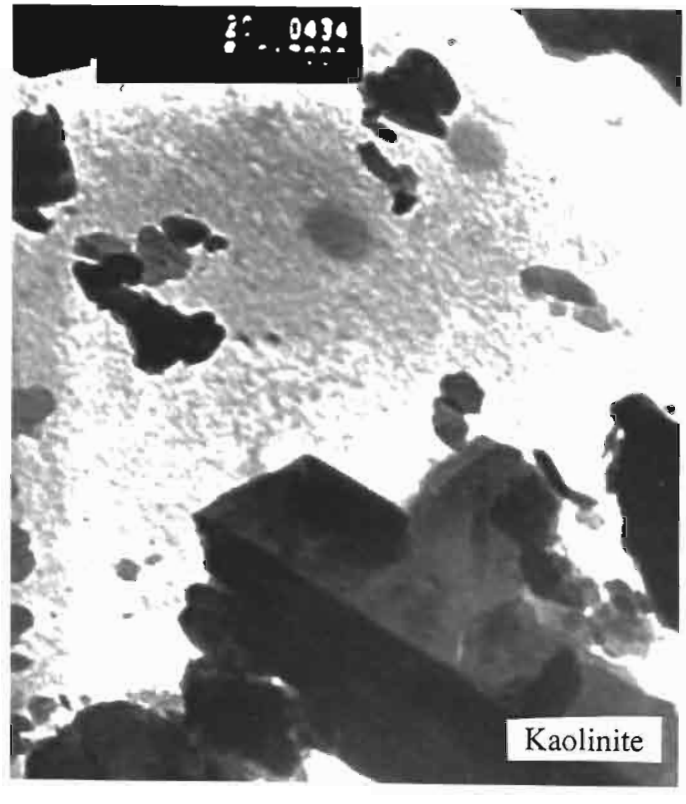
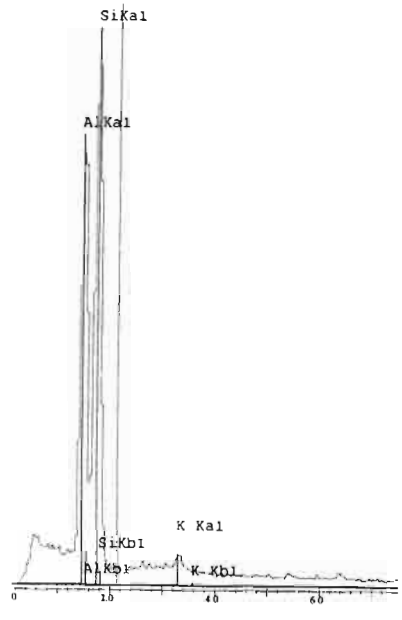


Figure 77:Solubilité de l'or en fonction du pH à différentes molalités de Cl^- ($Cl^- = 10^{-3,8}$ et 10^{-5} mole / l) et $fO_2 = 10^{-0,68}$ (Colin *et al.*, 1993).
A : calculé d'après Naumov *et al.*, 1971; B : calculé d'après Wagman *et al.*, 1982)

Dans l'isaltérite friable de l'unité basse, l'or coprécipite avec les hydroxydes de fer d'une part et les oxydes de manganèse associés au cérium. Il précipite tardivement à la surface de la gibbsite. C'est une génération d'or postérieure aux particules en agrégat et qui rend compte de l'accumulation notée dans l'isaltérite friable à la suite d'un apport des niveaux supérieurs. L'établissement d'une chronologie de précipitation entre ces deux types d'or secondaire est rendu possible également par la présence de microsphérules d'or tapissant la surface des particules en agrégat et donc postérieures à ces dernières de façon certaine.

Photo montrant au M.E.T le matériel constitutif de la fraction inférieure < 2 µm;
Ce minéral a une composition de la kaolinite (spectre) avec des trace de potassium, absence d'or





Dans l'isaltérite friable, les particules résultant de phénomènes attribués à la précipitation sont nombreux. Ce sont environ 25 % de paricules en agrégat et un nombre indéterminable de petites concrétions d'or associées aux particules résiduelles à arêtes conservées et aux particules massives à contours irréguliers. La proportion des particules fines (diamètre < 50 µm) est importante, voisine de 25 %. L'analyse chimique indique des teneurs en or élevées dans la fraction inférieure à 2 µm (1800 ppb). Une part importante de l'or fin est imputable à la précipitation et éventuellement au fractionnement des particules en agrégat. L'observation au M.E.T de la fraction < 2 µm montre que cet or n'est pas incorporé dans le réseau cristallin de la kaolinite qui constitue la principale phase minéralogique (photo ci-dessus). Il serait donc sous forme de très fines particules.

A la base du profil nous avons fréquemment noté la coprécipitation de l'or avec des micronodules de manganèse et de cérium.

L'association Ce-Mn-Au

L'altération s'accompagne d'un fractionnement entre les terres rares légères et lourdes avec un enrichissement residuel en terre rares légères et un appauvrissement en terres rares lourdes (Balashov *et al.*, 1964; Nesbitt, 1979; Topp *et al.*, 1984).

En domaine marin, une anomalie positive de cérium est notée dans les nodules de manganèse (El-Derfield *et al.*, 1981; Piper, 1974). En domaine continental, Bonnot-Courtois (1976) met en évidence une anomalie positive sur profil développé sur granite à Korhogo en Côte d'ivoire. Rankin et Child (1976) montrent un enrichissement préférentiel en cérium dans les sol latéritiques de New Zéland. De même, Styles et Young (1983) montrent à Afu Hills, au Nigéria, la possibilité de transformation de la fluorencite en cérianite en milieu oxydant. Braun et *all*. (1989) montrent l'apparition systématique d'une anomalie positive en cérium au sommet de la saprolite et à un degré moindre dans la zone d'accumulation du fer dans un profil de Goyoum (Cameroun). Le minéral de cérium est selon ces auteurs, de la cérianite (CeO_2) qui se présente sous forme de micronodules suivant les étapes suivantes : (i) depot de terres rares légères en milieu reducteur, (ii) oxydation de Ce^{3+} en Ce^{4+} (iii) depot de cérium sous forme de cérianite, les autre terres rares légères restent en solution.

La mise en évidence de la relation entre les oxy-hydroxydes de manganèse et les terres rares remonte aux découvertes des nodules ferromanganèsifères océaniques (Glasby, 1973; Piper, 1974; El-Derfield *et al.*, 1981...). Dans le cadre de notre travail, l'étude des terres rares n'a pas fait l'objet de préoccupation particulière. Toutefois, des coprécipitations fréquentes sont notées à la base du du profil de l'unité basse, entre le manganèse, le cérium et l'or, avec un rapport de concentration Mn/Ce assez constant. Ces observations corroborent l'idée selon laquelle l'incorporation du cérium dans les nodules de manganèse est possible de par le

couplage de l'oxydation du Mn et du Ce (Michard et Renard, 1975). Un triplet incorporant l'or peut être alors envisagé, mais une étude thermodynamique s'avère nécessaire pour définir lr domaine de coexistence de ces trois éléments.

III. 2 - La dissolution des particules d'or et l'évolution du couple Au-Ag au cours de l'altération

Dans la nature l'or est présent essentiellement dans sa forme native ou comme constituant majeur d'alliage contenant de l'argent réparti uniformément à cause du caractère de l'argent à se substituer facilement à l'or pour donner une solution solide continue (White *et al.*, 1957). La pureté de l'or ou finesse est exprimée par l'expression suivante (Fischer, 1945):

$$(Au/(Au+Ag))*1000$$

L'or supergène résiduel est moins riche en argent que l'or primaire (Fisher, 1945; Desborough, 1970 Machairas, 1970; Lesure, 1971; Ferguesson, 1977; Boyle, 1979). Il est établi que la pureté de l'or augmente avec la distance de transport au sein des placers alluviaux (Desborough, 1970; Desborough *et al.*, 1971; Hallbauer et Utter, 1977; Hérail, 1984; Guisti, 1986; Herail *et al.*, 1990). La purification de l'or a été également observée dans les profils d'altération latéritiques (Wilson, 1984; Edou-Minko, 1988; Colin *et al.*, 1989b; Freyssinet, 1990; Colin, 1993; Sanfo, 1994). L'altération constitue un agent naturel de raffinage de l'or, pour reprendre les termes de Colin et al (1989). De plus Colin *et al.*, (1993) vont plus loin et montrent qu'en milieu supergène, l'or est d'autant plus soluble qu'il contient de l'argent. Freyssinet (1990) ajoute que plus les particules sont petites et corrodées, plus le départ en argent est marqué. Il faut néanmoins noter que l'or primaire de certains gisements peut contenir de très faibles teneurs en argent dans la gamme des proportions de l'or secondaire des profils d'altération. C'est notamment le cas du gisement de Maria Lazara au Brézil dans lequel, les teneurs en argent varient de 0 à 5 % (Michel, 1993).

Dans l'ensemble supérieur (carapace et sol) de l'unité basse, ainsi que dans les profils de l'unité moyenne et supérieure, les formes précipitées sont rares. Celles qui existent ne sont pas explicables par les mécanismes discutés précédemment, dans un environnement où les sulfures deviennent rares et au sein duquel le fer est oxydé. Les formes précipitées observées sont soit héritées soit formées en conditions chlorurées. Les faits marquants ici sont la dissolution et l'émoussé des particules d'or. La dissolution se caractérise par la présence des cavités à la surface des particules, également par l'apparition d'une frange bordière appauvrie en argent. Les particules d'or de la séquence de Larafella s'appauvrissent en argent au fur et à mesure de l'évolution de l'altération supergène; du protore au sol du profil minéralisé, dans le halo de

dispersion, puis vers les profils anciens. Les particules sont de plus en plus pures et peuvent contenir 0 % d'argent (finesse 1000) dans l'unité supérieure.
Nos analyses indiquent également qu'à l'échelle de la particule, les grains d'or de la séquence de Larafella présentent un cortex de plus en plus pauvre en argent du centre jusqu'à la périphérie. Ce processus s'intensifie par altération croissante (du protore à l'unité supérieure). Cette frange appauvrie en argent est d'épaisseur variable allant de moins de 5 µm à tout le diamètre des petites particules (< 80 µm). La déplétion périphérique des particules d'or est un phénomène fréquent dans les profils d'altération. Il est connu depuis longtemps (Eales, 1967, 1968) et démontré par la plupart des auteurs ayant travaillé sur l'or supergène. La nature exacte du phénomène n'est pas encore parfaitement éclaircie:

- Pour certains auteurs, il serait dû à la dissolution suivie de recristallisation selon un processus irréversible, car la reprécipitation d'argent allié à l'or exige des conditions réductrices extrêmes (Desborough 1970). Cette dissolution se localise en bordure des grains grossiers et peut affecter totalement les particules de plus petite taille (Desborough, 1970; Yablakova et Ryzhov, 1973).

- Pour d'autres auteurs, l'apparition du cortex pauvre en argent résulterait de phénomènes électrochimiques par auto-électroraffinage (Goren *et al.*, 1991; Krupp et Weiser, 1992). Le dispositif fonctionne comme une pile dont l'anode est représenté par la surface corrodée et la cathode représentée par la surface passive (Fig. 78).

Nous avons effectué une analyse de cristallinité de particules d'or à diverses teneurs en argent. Les diffractogrammes obtenus montrent qu'une particule est d'autant moins bien cristallisée que sa teneur en argent est plus faible. La largeur des pics augmente (Fig. 79). Ces analyses nous amènent à penser que la perte en argent s'accompagne du développement d'un défaut cristallin dans l'alliage Au-Ag. Nous ne somme pas allés plus loin dans nos investigations mais nous pouvons tout de même penser que les mécanismes de diffusion ne sont pas les seules raisons de la déplétion. De même, la dissolution préférentielle d'argent suivie par la précipitation de l'or n'est pas non plus suffisante car, si les formes d'or recristallisé sont fréquentes sur les particules d'or des altérites, elles sont extrêmement rares à la surface des paillettes des placers alluviaux alors déplétives en argent (Hérail, 1984).

III.3 - Les processus mécaniques de dispersion

Dans l'ensemble de la séquence de Larafella, des marques de déformation mécanique (stries, impacts, bords déformés) sont enregistrées par les particules d'or issues des matériaux superficiels de l'unité basse à l'aval de la minéralisation et plus intensément marquées sur les particules des unités moyenne et supérieure. A la dispersion chimique notée dans l'ensemble inférieur du profil minéralisé, se surimpose une dispersion mécanique dans le halo et dans les profils anciens dans lesquels, les cuirasses recouvrent des altérites stériles.

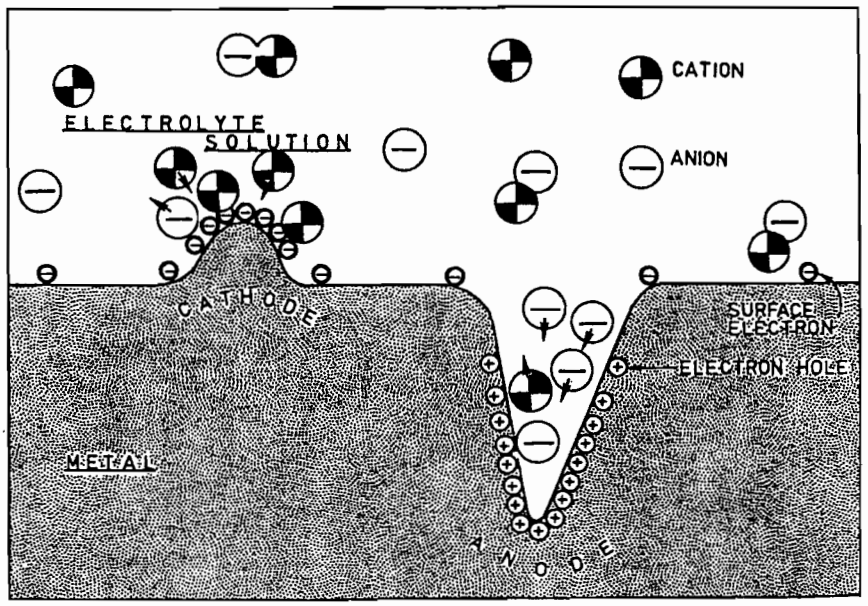


Figure 78 : Modélisation expliquant la formation des fissures et cavités de dissolution à la surface d'un métal (or) en déséquilibre thermodynamique au contact d'une solution électrolytique (d'après Krupp et Weiser, 1993)

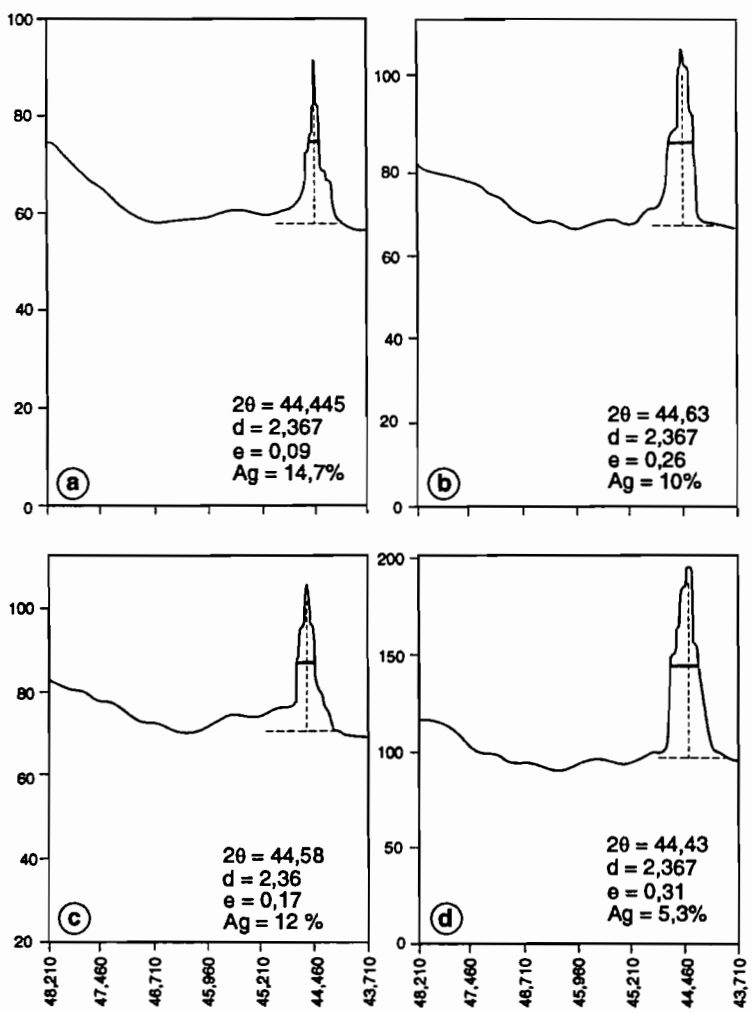


Figure 79 : Diffractogramme X; Relation entre la cristallinité (largeur de pic e) et les teneurs en argent des particules d'or. d: distance inter-réticulaire, 2 θ = angle de diffraction.

L'or se disperse au fur et à mesure de l'abaissement de la surface topographique. Une partie des particules est fossilisée dans les carapaces et cuirasses ferrugineuses des profils anciens, qui correspondent à des étapes de cette morphogenèse.

Les profils des unités moyenne et supérieure ont été anciennement alimentés en or (et sulfure) à partir du démantèlement de l'albitite, à l'époque positionnée plus en amont de ceux-ci, selon des processus similaires à ce qui se produit actuellement dans l'unité basse. En effet dans cette unité, l'or se disperse avec une branche aval du halo, de plus en plus étendue de l'altérite vers la surface, avec une ampleur qui atteint 100 m au moins. Le processus majeur reste vraisemblablement la dispersion particulaire latérale. Cette dispersion procède d'un mélange de matériaux *in situ* avec des matériaux ayant subi un certain transport d'amont en aval. En pétrologie l'unité basse apparaissait comme une surface en pleine dénudation avec des matériaux essentiellement en place affectés seulement d'un léger remaniement superficiel que l'on avait attribué précédemment au fauchage.
L'or montre qu'il y a un déplacement plus important car : (1) les bilans géochimiques indiquent un manque en or dans le sol du profil minéralisé qui n'est probablement pas seulement contrôlé par la dissolution (les figures de dissolution y étant peu intenses) mais aussi par un départ particulaire vers l'aval; (2) il y a une marque latérale qui se maintient plus loin dans les matériaux les plus superficiels. Le déplacement de matériaux est plausible même s'il prend en charge une proportion faible de matériaux locaux car à 75 m, la marque est déjà bien estompée y compris dans le sol.

Un tel fonctionnement a pu être le moteur de l'alimentation des unités anciennes, à la différence que le dénivelé entre la zone minéralisée et la position aval de ces dernières était plus forte pour permettre l'accumulation d'une dizaine de mètre de matériaux, voir plus. De plus, la quantité de matériaux disponibles à l'amont était plus importante contrairement à ce qui se passe actuellement dans l'unité basse où l'amont est sans relief. L'intensité des marques d'impact à la surface des particules d'or des unités moyenne et supérieure est le résultat d'un transport de plus grande énergie ou/et sur des distances plus importantes (Desborough, 1970; Yend, 1975; Hérail, 1984).
La part faible des matériaux déplacés des unités anciennes vers l'unité basse (absence de fragments de bauxite, rares nodules de l'intermédiaire, quelques particules d'or à degré d'évolution proches de celles des unités anciennes) indique que l'évacuation vers l'aval domine sur l'alimentation à partir des unités anciennes. Cette alimentation est actuellement réduite par la densité du couvert végétal que favorise le climat soudanien à 1000 mm de plumétrie et la présence, sous les cuirasses, d'altérites argileuses recoupées par les versants des buttes.

Ce type d'évolution des surfaces clairement mis en évidence par des analyses qualitatives et quantitatives n'est rien d'autre que ce que certains auteurs ont appelé fonctionnement en glacis (Delvigne et Grandin, 1969; Eschenbrenner et Grandin, 1970; Grandin 1983, 1976; Michel, 1973). Le fonctionnement normal d'un glacis mélange des matériaux locaux avec des matériaux ayant subi un certain transit d'amont en aval. Selon le glacis, la proportion de ces matériaux varie ainsi que la distance franchie par les matériaux déplacés. La séquence de Larafella serait bel et bien un système de trois glacis étagés : un haut-glacis (unité supérieure) un moyen-glacis (unité moyenne) et un bas-glacis (unité basse). Les deux premiers étant des reliques de glacis d'accumulation et le troisième, un glacis de dénudation qui garde toutefois des caractères de transit sur quelques centimètres.

IV - Conclusions du chapitre VI : reconstitution morphoclimatique

L'or constitue sans aucun doute un outil précieux de reconstitution morphoclimatique.

Le système latéritique actuel de Poura est caractérisé par une succession de trois unités géomorphologiques : une unité basse encore fonctionnelle (bas-glacis) couverte d'une carapace ferrugineuse peu indurée, dominée par deux générations d'unités cuirassées plus anciennes (moyen et haut-glacis). La surface intermédiaire ne subsiste dans la région de Poura que sous forme d'un témoin de cuirasse démantelée en blocs, à l'amont d'un haut-glacis à une dizaine de km de Larafella. La cuirasse alumino-ferrugineuse de la surface africaine n'a laissé aucun témoin régional et n'est rencontrée en place qu'à 70 km de distance, sur des plateaux d'altitude supérieure à 520 m. Mais les débris de bauxite et les nodules ferrugineux repris dans les matériaux du haut et du moyen-glacis témoignent d'une présence antérieure proche.

L'analyse du modelé, doublée des examens pétrologique, géochimique, et de l'étude des particules d'or et autres minéraux lourds permettent une tentative de reconstitution de l'histoire morphogénétique du secteur de Larafella qui suit les grandes étapes présentées aux blocs diagrammes ci-dessous (Fig. 80).

Etape 1

Le paysage de départ comprend un relief de commandement correspondant à l'alignement de collines rocheuses à versants abrupts de direction parallèle au cours actuel du Mouhoun. Ce relief assure le partage des eaux dont le versant oriental est drainé vers le Mouhoun. L'albitite à or et sulfures disséminés est affleurante au sein de son encaissant

basique. Les cuirasses bauxitique et intermédiaire se trouvent en place au sommet et sur les flancs de ces collines. Le réseau hydrographique dont le drain majeur correspond au proto Mouhoun est peu différencié.

Etape II

C'est une étape de sécheresse caractérisée par un épandage de matériaux du relief de commandement vers l'aval. Les matériaux comportent des altérites et des débris de roches dont celles issues de l'albitite avec de l'or et des sulfures, des nodules de cuirasse intermédiaire, possiblement un peu de bauxite issue de la cuirasse sommitale. L'albitite a pu être enfouie sous des matériaux venus de l'amont après avoir elle même alimenté l'aval. C'est l'élaboration du haut-glacis par départ successif de matériaux grossiers, d'altérites fines, puis à nouveau du matériaux grossiers à débris de bauxite et de cuirasse intermédiaire, remaniés pendant le parcourt. Cette stratification est conservée dans le haut glacis actuel, les particules d'or sont déformées au cours du transport.

Le passage à un climat humide permet le cuirassement qui débute dans la partie aval. Il s'en suit une corrosion des particules qui perdent leur argent. Pendant la même période, l'albitite est drainée par les eaux de nappe qui circulent vers l'exutoire. Les particules d'or précipitent sous le front d'altération en présence des thiosulfates. Il faut noter que ce processus à pu débuter pendant l'étape I.

Etape III

A nouveau une période de sécheresse pendant laquelle le réseau hydrographique se ramifie, le haut-glacis se dissèque avec une mise en place des matériaux du moyen glacis suivie de leur cuirassement. Les particules d'or se dissolvent.

Le façonnement du moyen glacis procède d'une nouvelle phase d'érosion qui prend en compte les restes de la cuirasse bauxitique, intermédiaire et une partie des produits de démantèlement du haut-glacis. La minéralisation étant possiblement enfouie par des matériaux plus ou moins stériles, ce n'est qu'une fois ces matériaux évacués vers l'aval que l'albitite est à nouveau érodée et peut ainsi contribuer directement à alimenter le moyen-glacis. D'où les teneurs en or plus importantes dans la partie sommitale.

La relation haut / moyen glacis peut difficilement être interprétée comme résultant d'une différenciation latérale ou d'un enfoncement vertical d'une seule unité suivi de son incision. Plusieurs raisons s'opposent à cet hypothèse :

i) Un fort dénivelé sépare ces deux unités traduisant l'association passée du haut-glacis à une terrasse alluvial du Mouhoun (drain majeur régional) avec une altitude plus importante que celle de la partie avale du moyen-glacis. En effet, le haut-glacis localise bien la vallée du fleuve et les matériaux incorporent des galets de quartz arrondis, cimentés dans certaines cuirasses de

cette unité à proximité de la terrasse alluviale qui traduit au demeurant, la faiblesse de l'amplitude de déplacement du cours du fleuve.

ii) L'existence d'une discontinuité sédimentologique dans le témoin de Larafella, absente dans le moyen-glacis alors situé à moins de 300 m, exclut une continuité entre ces deux unités.

iii) La présence des débris de bauxite localisés dans la partie sommitale du haut-glacis, alors qu'on les retrouve pratiquement sur toute l'épaisseur du matériaux remanié du moyen-glacis. Ceci traduit le fait que le démantèlement de la cuirasse bauxitique a été plus entamée à l'époque du façonnement du moyen-glacis qu'à celle du haut-glacis.

iv) Une distribution différente de l'or particulaire dans les deux profils qui se traduit par une augmentation des teneurs de la base vers le sommet du moyen-glacis alors qu'elles sont plus élevées à la base des niveaux cuirassés du haut-glacis.

Le fait que les particules du moyen-glacis soient dans l'ensemble moins altérées que celles du haut-glacis (teneurs en argent, déplétion, et le degré de corrosion) ne peut être expliqué seulement par une corrosion différentielle des particules. La corrosion des particules d'or évolue presque dans le même sens que leur taille. L'explication peut être qu'une partie de l'or du moyen-glacis est libéré plus récemment que celui du haut-glacis. L'augmentation notée dans la taille des particules de bas en haut des deux profils est du au déplacement des matériaux: les particules d'or sont transportées dans la matrice sablo-argileuse (les nodules ne contiennent pas d'or), ce qui favorisera par la suite leur réorganisation par migration verticale entraînant les plus fines en profondeur des profils (Michel, 1987; Colin *et al.*, 1991, 1993; Brimhall *et al.*, 1992). Le tri est d'autant plus spectaculaire dans le moyen-glacis que le plus gros stock de ce profil a été d'abord localisé au sommet du profil.

Certaines particules d'or ont pu être transportées dans le moyen et haut-glacis, protégées dans la gangue et libérées in situ, ce qui explique leur relative fraîcheur (Desborough, 1970; Hérail, 1984; Edou-Minko, 1988; 1995; Sanfo, 1994). C'est également le cas des sulfures préservés sains, car les sulfures non protégés sont rapidement décomposés dans cet environnement d'extrême agressivité.

Etape IV

Une forte érosion décape toutes les zones peu ou pas ferruginisées avec une ablation ne laissant subsister que les témoins cuirassés les plus indurés qui sont alors mis en relief. La zone minéralisée ne faisait pas partie de ceux-ci et la succession actuelle des trois surfaces est le résultat d'une érosion différentielle qui situe la source d'alimentation en or du moyen et du haut-glacis en position topographique actuelle plus basse. Cette étape est différemment marquée dans l'ensemble de la région de Poura. Pendant que des stone-line se forment à Balago, l'altérite est mise à nu à certains endroits du site de Larafella. A d'autres endroits (zone minéralisée), ce sont les manifestations d'un nouveau fonctionnement en glacis qui concernent les premiers centimètres. Localement dans la région de Poura débute une nouvelle phase de ferruginisation qui affecte le bas-glacis.

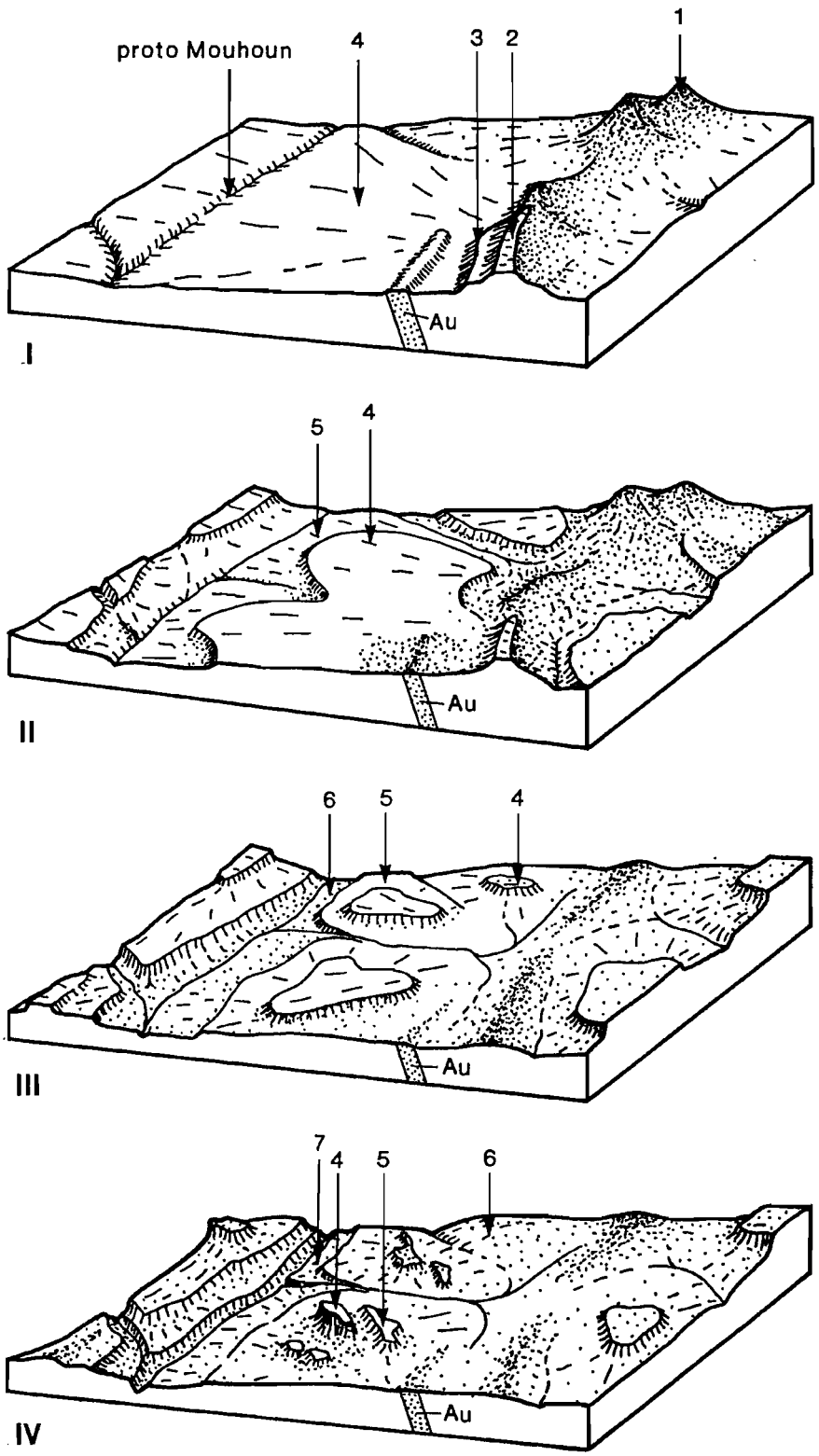


Figure 80 : Série de blocs diagramme montrant l'évolution morphogénique du paysage de Larafella depuis l'époque du relief de commandement et du proto Mouhoun jusqu'à l'actuel.
1 : relief de commandement; 2 : surface bauxitique; 3 : surface intermédiaire;
4 : haut-glacis; 5 : moyen-glacis; 6 : bas-glacis; 7 : plaine alluviale.

CONCLUSIONS GENERALES

Dans ce travail, par une approche du contenant (roche mère et matériaux d'altération) et du contenu (or) nous avons tenté d'apporter des éléments de réponse à un certain nombre de préocupations :

- comprendre la dynamique de l'or dans les profils d'altération autour d'un protore à or et sulfures disséminés;

- contribuer au débat sur la genèse et l'évolution des surfaces cuirassées en utilisant la capacité de l'or à conserver à long terme les traces des processus physiques et chimiques de l'altération supergène;

- apporter des données utiles permettant d'améliorer les méthodes de prospection de gîte aurifères. En d'autres termes, proposer des éléments de lecture des couvertures latéritiques qui peuvent, en prospection constituer un masque des minéralisations primaires ou donner des anomalies sans racines locales.

Les faits sont multiples et certains problèmes soulevés nécessiteraient un approfondissement ultérieur.

Les principaux résultats obtenus concernent :

- la genèse des albitites aurifères et sulfurées;

- la distinction de deux types de profils d'altération et les conséquences sur le devenir de l'or : (i) profil résiduel sur glacis de dénudation, (ii) profil remanié sur glacis d'accumulation dont les matériaux sont conservés par le cuirassement.

- les applications à la prospection minière;

- les perspectives viendrons clore ces conclusions générales.

I - Albitite, piège privilégié de fluides aurifères

Le suivi détaillé de l'or est fait depuis la roche saine jusqu'à sa libération dans la zone supergène car une bonne compréhension du comportement de l'or supergène ne peut se faire sans bien cerner au préalable la configuration structurale, pétrologique et géochimique de la minéralisation primaire.

Les gisements aurifères prospectés au Burkina Faso étaient associés à des veines quartzeuses développées dans des zones de cisaillement affectant les ceintures de roches vertes birimiennes. Le service géologique de la SOREMIB a, le premier, en 1989, attiré l'attention sur les minéralisations disséminées, en entreprenant la prospestion du secteur de Larafella. Mais la pétrologie de roches porteuses (caractérisées globalement comme tufs) et la chronologie de mise en place de l'or n'avaient pas fait l'objet d'une étude approfondie. Au cours de cette étude, est caractérisé un type original de piège pour les fluides auifères, non encore signalé dans le Birrimien ouest africain. La roche porteuse a une composition chimique homogène proche de l'albite pure avec toutefois une teneur en silice plus élevée. De texture microgrenue, l'albitite est

peu déformée ductilement contrairement aux formations encaissantes très schistosées. En revanche elle est affectée par des remplissages successifs de divers minéraux dans des fentes de tension, selon des modes géométriques variés : (i) fibres étirées de quartz et d'albite; (ii) cristaux automorphes désorientés d'albite, de quartz, de calcite; (iii) cristaux engrenés de quartz. Une relation temporelle est établie entre les précipitations d'or et le développement des fentes de tension. Le caractère compétent de l'albitite, favorisant la fracturation hydrique, fait de cette roche **un piège privilégié** des fluides sulfurés aurifères et la concentration d'or est structuralement localisée dans le niveau albitique.

A cette première source de concentration aurifère par hydrothermalisme succèdent des processus d'altération supergène conduisant d'abord à une seconde concentration de l'or puis à la dispersion ancienne et actuelle de celui-ci.

II - Devenir de l'or en environnement latéritique autour de l'albitite

Deux principaux types de profils d'altération sont distingués dans la séquence de Larafella :

- **un profil résiduel** qui correspond au profil du bas-glacis où l'albitite minéralisée est sub-affleurante, dans lequel seule la partie sommitale est faiblement remaniée et fonctionne comme un glacis en cours de dénudation.

- **les profils d'accumulation anciens** représentés par les reliques du moyen et du haut-glacis, renferment sur des épaisseurs importantes des matériaux d'origines diverses dont on retrouve les signatures géochimiques et minéralogiques.

II.1 - Le profil résiduel issu de l'altération de l'albitite

L'altération supergène conduit à la formation d'un puissant manteau kaolinique d'une trentaine de mètres d'épaisseur chapeauté par environ 2 m de carapace ferrugineuse. Le profil du bas-glacis comprend 5 horizons bien différenciés pouvant être regroupés en deux grands ensemble : (i) un ensemble inférieur correspondant à l'isaltérite cohérente, l'isaltérite friable et l'allotérite (ii) un ensemble supérieur représenté par la carapace et le sol.

- ***L'isaltérite cohérente*** : correspond au début de l'altération supergène qui se traduit à l'aplomb de l'albitite par l'oxydation des sulfures et des chlorites, par la dissolution des carbonates, et par l'exfoliation des muscovites. Les structures originelles de l'albitites sont parfaitement conservées, le tassement est insignifiant et représente moins de 2 % du volume. La composition chimique de l'isalltérite cohérente est proche de celle de l'albitite. Toutefois, le lessivage de Si-Al-K débute et Ca-Mg-Na sont fortement lessivés dès cet ensemble. L'or garde la même configuration que dans l'albitite saine. Sa mobilité est réduite. Les teneurs en argent

sont sensiblement équivalentes à celles de l'or primaire, les teneurs chimiques proches de celles de la roche mère. Des formes d'or secondaire en agrégat ont précipité en milieu thiosulfaté.

- ***L'isaltérite friable*** : (i) l'albite est pseudomorphosée par la kaolinite; (ii) la muscovite s'altère partiellement en kaolinite; (iii) les carbonates sont dissous en laissant des vides; (iv) l'altération de la chlorite conduit à la formation de goethite. Les volumes restent peu affectés et des réduction de seulement 6 % dans la partie basale, 11 % dans la partie sommitale sont calculées. En absence de toute preuve pétrologique allant dans le sens d'une variation de volume, ces tassements sont attribués à des migrations verticales du zircon qui vont induire dans le calcul, une erreur estimée autour de 6 %.

L'isaltérite friable est fortement lixiviée avec évacuation de la presque totalité des métaux de base et du fer, une élimination partielle de Si, de Al, des alcalins et des alcalino-terreux. L'or se concentre pendant l'altération kaolinique. Les teneurs particulaire et chimique sont les plus élevées du profil. L'or se localise préférentiellement dans la matrice friable (<1mm) et plus particulièrement dans la fraction inférieure à 2 µm. La précipitation est le processus majeur affectant l'or. Elle s'éffectue en présence du fer, du manganèse et du cérium. Une deuxième génération d'or secondaire (pauvre en argent, ayant des formes en sphérule, en bourgeon, ou en lamelle) apparaît.

- ***L'allotérite*** : (i) la structure originelle de la roche commence à s'effacer avec par endroit une réorganisation du fond matriciel isaltéritique qui entraine le décalage des filonnets de quartz; (ii) le quartz est corrodé; (iii) débute l'imprégnation du plasma argileux par les oxydes de fer, à partir des fissures. Les particules d'or ont la même morphologie que dans l'isaltérite friable. Mais l'allotérite marque le début d'appauvrissemnt en or du profil qui va s'accentuant jusqu'en surface. Comme dans l'isaltérite friable, la fraction fine est plus riche en or particulaire que la fraction grossière. La précipitation est le processus majeur qui affecte l'or. En présence de fer, le manganèse et le cérium précipitent également.

- ***La carapace ferrugineuse*** : à la base se produit une ferruginisation de l'altéroplasma et du pédoplasma. (i) Le fer s'accumule sous forme de goethite; (ii) l'oxyde de manganèse associée au cérium précipie; (iii) une autre voie de ferruginisation est caractérisée par les ségrégations hzmatitiques. Au sommet, la ferruginisation entraîne l'induration progressive de la roche et la formation d'une carapace dans laquelle s'individualisent des nodules. La goethite prédomine sur l'hématite. Les métaux de base et le fer se concentrent dans la carapace. Une partie du fer provient des apports latéraux. Enfin, viennent tardivement, les oxydes de manganèse qui caractérisent surtout la base de la carapace. L'or est partiellement éliminé pendant la ferruginisation. La dissolution des particules d'or caractérise la carapace. La fraction nodulaire est plus riche en particules d'or et en sulfures que la fraction fine. De plus, les particules d'or et les cristaux de sulfure de la fraction nodulaire sont mieux conservés que dans la matrice friable.

- ***Le sol*** : avec des nodules plus arrondis, il regroupe tous les fonds matriciels précédents. Les nodules sont plus riches en or que la matrice friable. La dissolution des particules d'or est la plus poussée du profil. A partir de l'aplomb de la minéralisation, l'or se disperse avec une auréole qui s'étend vers l'aval, jusqu'à 100 m au moins. Cett auréole est soulignée par la présence d'arsenic. Les particules d'or se déforment au cours de cette dispersion.

Dans le profil minéralisé, les teneurs en or particulaire et chimique diminuent de l'isaltérite friable au sol, alors que dans le halo, elles augmentent de la base au sommet (excepté dans le profil 100 m). La taille moyenne des particules suit la même évolution verticale. Les particules d'or s'affinent de l'aplomb de la minéralisation vers l'aval. De bas en haut du profil minéralisé et vers la périphérie du halo superficiel de dispersion, le particules d'or sont de plus en plus évoluées chimiquement. Les teneurs en argent sont de plus en plus faibles.

II.2 - Les profils d'accumulation (moyen et haut glacis)

Ce sont deux profils comportant des ensembles ferrugineux épais d'une dizaine de mètres. Dans l'ensemble isaltérite de ces profils, les structures de la roche mère sont également conservées, notamment la schistosité. Dès l'isaltérite friable, un altéroplasma se forme. Il s'imprègne de goethite à partir des fissures. Dans l'ensemble allotérite, la structure originelle de la roche est effacée et l'organisation plasmique est bimasépique.

Les profils du haut et du moyen glacis sont caractérisés par un mélange de matériaux d'origines distinctes. Mélange qui manifeste une discontinuité dès la carapace entre des matériaux hérités de l'isalérite et de l'allotérite, représentés par une partie des débris de schistes et des nodules argilomorphes; et des matériaux dans lesquels on ne reconnaît aucune structure de la roche sous-jacente comportant des nodules ferrugineux très hématitiques à cortex sécant parfois dicontinu et des fragments de bauxite.

La répartition des éléments dans le moyen-glacis fait ressortir deux discontinuités. la première est mise en évidence au sommet de l'altérite par la distribution de Ti, K, As, Zr, Au et à un moindre degré Ni, Cr, Co. La seconde au contact entre la cuirasse friable et la cuirasse cohérente est mise en évidence par la répartition de Si, Al, Fe, surtout Mn et Ba, et de manière moins marquée par Cu, Zn, et As.

Deux discontinuités existent également dans le profil du haut-glacis. La première correspond à la partie sommitale de la carapace. Elle est soulignée pr Mn, K, Ti, As, et Au. La seconde, sui correspond à la cuirasse alvéolaire, se traduit dans la répartition de Si, Al, Fe et Cu.

Ces profils ont été soumis à une ferruginisation en place de plus en marquée vers le sommet, avec homogénéisation des éléments constitutifs. La dernière étape est à la dégradation géochimique des nodules.

Les discontinuités marquées par le caractère hétérogène des matériaux sont peu différenciées par la géochimie globale. Les processus de ferruginisation-déferruginisation tendent à effacer les discontinuités géochimiques initiales entre les divers horizons, mais certaines de ces discontinuités subsistent, comme entre la cuirasse alvéolaire à squelette sableux et la cuirasse nodulaire du haut-glacis.

Dans les profils du haut et du moyen-glacis : (1) l'or est très faiblement représenté dans les horizons ferrugineux qui recouvrent une isaltérite stérile; (2) les teneurs en or particulaire sont très faibles dans les profils, et diminuent progressivement de la surface jusqu'à s'annuler dans l'isaltérite; (3) les particules d'or sont très marquées par les vides de dissolution résultat d'une intense altération, ainsi que par des marques de transport mécanique qui affectent la quasi-totalité des particules observées; (4) les teneurs en argent sont moins importantes que dans le bas-glacis (0 à 12 %) et les particules montrent une déplétion périphérique en argent plus importante.

II.3 - Conclusions

Il ressort des examens morphologiques et des analyses chimiques une différenciation nette entre les particules d'or de la colone minéralisée, celles provenant du halo de dispersion et celles des unités géomorphologiques moyenne et supérieure. La différence se traduit dans la distribution des teneurs particulaires, dans la morphologie, dans la taille et dans la composition chimique. L'évolution morphogénétique du paysage de Larafella s'accompagne d'une transformation des caractères morphologiques et chimiques des particules d'or qui enregistrent ces modifications et permettent une reconstitution de l'histoire morphoclimatique locale.

La présence d'or dans les horizons ferrugineux recouvarnt des isaltérites stériles, les très faibles teneurs en or des nodules des unités anciennes confirment une orignie allochtone d'une bonne partie des particules. La succession actuelle des trois unités géomorphologiques est le résultat d'une érosion différentielle qui situe la source d'alimentation en or du moyen et du haut-glacis en position topographique actuelle plus basse. L'albitite a été érodée et a alimenté le moyen et le haut-glacis (marques de transport sur les particules) alors localisés vers l'aval. Ces deux unités ont subi une altération intense affectant les particules d'or (faibles teneurs en argent, déplétion périphérique, videsde dissolution).

En somme, le cuirassement affecte un paysage avec des produits d'altération comportant plus ou moins des matériaux remaniés, pouvant mêler sur une dizaine de mètres d'épaisseur des éléments transportés dont certains sont issus de reliefs dominants et des produits d'érosion locaux. Ces surfaces ne sont ni totalement couvertes comme le voudraient certains allochtonistes, ni totalement décapées jusqu'à la roche comme le voudraient certains autochtonistes. Il y a dans la région de Poura des dominances, et alors que le haut-glacis et le moyen-glacis étaient plutôt couverts, le bas-glacis est plutôt décapé.

III - Les applications à la prospection minière

Au vu des résultats obtenus, nous pouvons prodiguer quelques conseils pouvant aider à la prospection de minéralisations aurifères en milieu latéritique. L'albitite apparaît être une source potentielle d'or, et constitue une nouvelle cible à rechercher dans les formations volcanosédimentaires du Birimien du Burkina Faso, voir de l'Afique de l'Ouest.

- La prospection en milieu latéritique nécessite une bonne analyse du modelé à travers une étude géomorphologique approfondie, d'abord par photo-interprétation puis par un examen direct sur le terrain. L'objectif est de caractériser le paysage en terme d'identité des surfaces par le faciès et par leur altitude relative, pour déboucher sur une bonne compréhension de l'évolution morphoclimatique. Les obstacles à la prospection vont en augmentant des zones à profils résiduels, aux glacis bas et supérieurs aux matérieux remaniés. Les profils d'altération doivent être décrits en termes de (i) profil résiduel, (ii) profil d'accumulation, (iii) profil érodé. Les matériaux doivent être regroupés par types (i) éluvial, (ii) colluvial, et (iii) colluvio-alluvionnaire.

L'interprétation des résultats de prospection, pour éviter des erreurs sur l'orientation ou l'extension des anomalies et des interprétations globalisantes pouvant masquer de réelles anomalies, se doit de distinguer les points de prélèvement. Cette distinction se fera selon les unités et selon le type de profil, en éliminant dans le tracé des courbes d'isovaleurs, les points à faible probabilité de correspondre à la marque du substratum. La grande épaisseur des matérieux remaniés suppose une forte pente initiale favorisant le transport, donc un obstacle sérieux pouvant masquer ou déplacer les anomalies. Une distinction doit se faire entre l'amont et l'aval (si possible déterminer les paléopentes). En zone sulfurée, les sulfures oxydés ou frais constituent également un guide de prospection. Leur présence dans les fonds de baté traduit la proximité du protore sulfuré. Les analyses par fractions séparées (nodules et matrice friable) s'avèrent nécéssaires. On améliore ainsi le contraste avec le back-ground. Dans le cas de Larafella, nous avons établi que la distribution des teneurs en or diffère entre la matrice friable et les nodules selon qu l'on se situe à l'aplomb de la zone minéralisée (profil résiduel) ou en dehors de celle-ci (profils remaniés).

IV - Les perspectives

Elles sont fondamentales et appliquées.

IV.1 - Les perspectives fondamentales :

1) Nous n'avons pas observé l'or en incorporation dans la kaolinite ce qui nous a permis de dire que l'or se trouvait sous forme de fine particule. Une étude plus approfondie au

microscope électronique à transmission pourrait permettre de valider ou non notre hypothèse et de préciser les relations entre les très fines particules (si elles existent) et la kaolinite.

2) Une étude thermodynamique détaillée éclaircira d'avantage les conditions de maintien des sulfures dans les horizons ferrugineux.

3) Des analyses de Terres Rares s'avèrent nécessaires pour déterminer la parenté géochimique entre l'albitite et son encaissant basique, ainsi que la géométrie des contacts entre ces deux types de formation. Il s'agirait de confirmer l'origine métasomatique de l'albitite, avec la possibilité de bilans géochimiques, ou de déterminer une origine crustale sans parenté géochimique avec l'encaissant.

IV.2 - Perspectives appliquées

Nous avons montré qu'une érosion des bandes d'albitite, sur au mois 40 m de profondeur, a eu lieu depuis le façonnement du haut-glacis et que le Mouhoun a peu changé de lit pendant cette période. Seule une faible quantité d'or issu du protore se trouve fixée dans les reliques des profils anciens et plus récemment à la surface du bas-glacis. Cette observation est extensible à la totalité de l'important champ aurifère de Poura. La recherche d'un placer actuel ou ancien vers les basses altitudes du cours du Mouhoun, du style du chenal de remblaiement décrit au niveau de la grande carrière (filon plaine), peut être un fort challenge.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abouchami W., Michard A., Albared F., and Arndt N.T. (1990). Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. J. Geol. Res., 97, p. 345-369

Alarcon C. (1993). Mobilité physico-chimique du zirconium en environnement supergène. D.E.A Univ Aix-Marseille III.

Ambrosi J.P. (1984). Pétrologie et géochimie d'une séquence de profils latéritiques cuirassés ferrugineux de la région de Diouga, Burkina Faso. Thèse Univ. Poitiers, 215 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 ion crust profiles. Chem. Geol., 57 p. 371-393.

ASSECNA Haute Volta (1966). Aperçu sur le climat de la Haute Volta. 2e édit, multigr, 132 p.

Aubreville A. (1949). Climats, forêts et désertification de l'Afrique Tropicale. Soc. Edit. géogr. Mar. et Col., Paris 352 p.

Balashov Y., Ronov A.B., Migdisov A.A., and Turanskaya N.V (1964). The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earths during sedimentation. Geochem. Intl. 10, 951-969.

Bamba. O (1991). Altération physico-chimique des sédiments alluvio-aurifères du placer de Koiréziéna (Burkina Faso, Afrique de l'Ouest). D.E.A., Univ Paris VII 46 p.

Bamba O.; Béziat D., Bourges F., Debat P., Lompo M., Parisot J.C., Tollon F., Halpin c (1996). Nouveau type de gisement aurifère dans les ceintures de roches vertes birimiennes du Burkina Faso. Jour. afr. de géol., sous presse.

Bateman (1949). Oxydation et enrichissement secondaire. Economic Mineral Deposits, chapitre 5-10.

Beaudet G. (1978). Essai sur la zonation et la signification géomorphologique des cuirasses ferrugineuses en Afrique Occidentale. In : Géomorphologie des reliefs cuirassés dans les pays tropicaux chauds et humides CEGET, CNRS Bordeaux, 33, p.33-52.

Beauvais A. et Mazaltarim D. (1988). Etude des cuirasse latéritiques dans la région de Dambia-Zemio en Centrafrique. Pétrologie, Minéralogie et Géochimie. Sci. Géol. Bull., Strasbourg 41, 1, p. 47-69.

Beauvais A. (1991). Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé du Centrafrique. Morphologie, Pétrologie et Géochimie. Thèse Univ. Poitiers, 315 p.

Benedetti M. (1989). Géochimie de l'or : mécanismes de transport et de dépôt . Thèse Univ. Paris VII, 197 p.

Benedetti M. et Boulègue J. (1990). Transfer and deposition of gold in the Congo watershed. Earth Planet. Sci. Letter 100, p 107-115.

Beranger G. (1982). Qu'est ce que la corrosion ? Principales formes de corrosion, types de sites de corrosion. In : Corrosion et prorection des métaux. G. Béranger et F. Dadosi (eds), Editions du CNRS, Paris, p. 1-12.

Bergeron M. et Harrison Y. (1989). Le transport chimique de l'or dans les environnements de surface : formation d'un colloïde et complexation organique. Can. J. Earth Sci., vol. 26, p. 2327-2332.

Berner R.A., Lasaga A.C., et Garrels (1983). The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. Am. J. of Sciences, 283, 641-643.

Berzon R.O., Volchkov A.G. and Cheremisin A.A. (1990). Formation and susequent evolution of gold deposit of metamorphogenese. Hydrothermal type. Abstract in : 8 th IAGOD Symposium, Ottawa, Canada, P.A 103.

Bessoles B. (1977). Géologie de l'Afrique. Le craton Ouest-Africain. Mém. BRGM, N° 88 Ed. BRGM, Paris, 402 p.

Béziat D., Bourges F., Debat P., Lompo M., et Tollon F (1995). Résultats préliminaires de l'étude de données de terrains et de l'analyse pétrographique, minéralogique et géochimique du prospect de Loraboué (Burkina Faso). Rapport Billiton, 21 p., XIX tableaux.

Boeglin J.L.(1990). Evolution minéralogique et géochimique des cuirasses ferrugineuses de la région de Gaoua (Burkina Faso). Thèse Doct. Univ Louis Pasteur, Strasbourg, bull., 42, 1, p. 27-44.

Bonnay. (1995). Comportement du zircon en milieu latéritique amazonie brésilienne et Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). D.E.A Univ Aix-Marseille III 41 p.

Bonnemaison M. (1986). Les filons de quartz aurifères : un cas particulier de shear zone aurifère. Chron. Rech. Min. 458, 5-11.

Bonnemaison M., Macroux E. (1987). Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français. Chron. rech. min., Fr., n°488, pp 23-42.

Bonnot-Courtois C. (1981). Géochimie des terres rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. Ph. D.dissertation, Univ. Of Orsay, Paris.

Boulangé B. (1984). Les formations bauxitiques de la Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. Trav. et Doc ORSTOM, Paris, 175, 363 p.

Boulangé B. et Eschenbrenner V. (1971). Note sur la présence de cuirasses témoins des niveaux bauxitiques et intermédiaires (plateau de Jos - Nigéria). bull. ASEQUA, 31, p. 83-92.

Boulangé B., Delvigne J., et Eschenbrenner V. (1973). Descriptions morphoscopiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte-d'Ivoire. Cah. ORSTOM., sér. Géol., 5, 1, p. 59-82.

Boulet R. (1974). Toposéquences des sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 272 p.

Boulet R. (1978). Toposéquences des sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Mém. ORSTOM, Paris, 85, 272 p.

Bowell R.J. and Foster R.P. (1995). The mobility of gold in tropical rain forest soils - a repley. Econ. Geol., 90, 467-9.

Bowell R.J., Afreh E.O., Laffoley N.d'A., Hanssen E., Abe S., Yao R.K., and Pohl D. (1996). Geochemical exploration for gold in tropical soils - Four contrasting case studies from West Africa. Institution of Mining and Matllurgy ; Vol.105, B1-100 ; pp 12 à 34.

Bowell R.J., Foster R.P. and Gize P. (1993). The mobility of gold in tropical rain forest soils. Economic Geology 88, 999-1016.

Boyle R.W. (1979) The geochemistry of gold and its deposits. Geol. Surv. Can. Bull. 280.

Boyle R.W. (1984) Gold deposits : Their geology, geochemistry and origin. In Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, ed. R.P. Foster, A.A. Balkema, 183-190.

Braun J. J., Pagel M., Muller J. P., Bilong P., Michard A., and Guillet B. (1989). Cerium anomalies in lateritic profiles. Geochim. Et Cosmochim. Acta, 54, 781-795.

Braun J.J., Pagel M., Herbillon A. and Rosin Ch. (1993). Mobilisation and redistribution of REEs and thorium in syenitic lateritic profile : A mass balance study. Geochim. Cosmochim. Acta. 57, p 4419-4434.

Brewer R. (1964). Fabric and minerals analysis of soils. J. Wiley and sons, New-York, 470 p.

Brown E.T.; Bourlès D., Colin F., Sanfo Z., Raisbeck G.M., Yiou F. (1994). The developement of iron crust lateritic systems in Burkina Faso, West Africa examined with in-situ-produced cosmogenic nuclides. Earth and planetary science letters ; pp 19-33.

Brimhall G.H., et Dietrich W.E. (1986). 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, p 567-587.

Brimhall G.H., Leweis C.J., Ague J.J., Dietrich W.E., Hampel J., Teague T. and Rix P. (1988). Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature eolian dust : Nature, v. 333, p. 819-824.

Brimhall G.H., Lewis C.J., Ford C., Bratt J., Taylor G. and Warin O. (1991). Quantitative geochemical approach to pedogenesis : importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. Geoderma 51, 51-91.

Brimhall G.H., Chadwick O.A., Lewis C.J., Compston W., Williams I.S., Danty K.J., Dietrich W.E., Power M.E., Hendricks D. and Bratt.J. (1992). Deformational Mass transport and Invasive Processes in Soil Evolution. Science, Vol. 255, pp. 695-702.

Brooks R. B., Chatterjee A. K. and Ryan D. E. (1981) Determination of gold in natural waters at the parts-per-trillion level. Chem. Geology 33, 163-169.

Butt C.R.M. (1987) A basis for geochemical exploration models for tropical terrains. Chem. Geol. 60, 5-16.

Butt C.R.M. (1988) The dispersion of gold in the weathered zone, Yilgarn Block, Western Australia. Austr. Geol. Soc. Meeting, Perth, October 1987, Proceed., 27-53.

Cahen V., Snellig N.J., Delhal J., Vail J.L. (1984). The geochronology and evolution of Africa. Clarendon press, 512 p.

Cathelineau M. et Nieva D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer : The Los Azufres (Mexico) geothermal systeme. Contrib. Mineral. Petrol., v. 91, p. 235-244.

Chapelle B., Saby P., Piboule., Briaud B. (1987). Etude comparative des albitites et des éléments granitiques des breches associées aux ophiolites des Alpes occidentales. Ofioliti, 12, (1), 242-243.

Cloke P.L. et Kelly W.C. (1964). Solubility of gold under inorganic supergene conditions. Economic Geology, 59, 259-270.

Colin F. and Vieillard P. (1991). Behavior of gold in lateritic equatorial environment: weathering and surface dispersion of residual gold particles at Dondo Mobi, Gabon. Applied Geochemistry 6, p. 279-290.

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, p. 55-65.

Colin F., Boulangé B. and Lecomte P. (1989). Dissolution features of gold particles in lateritic profile from Dondo Mobi, Gabon. Geoderma 45, p. 241-250.

Colin F., Brimhall G., Nahon D., Lewis C.J., Baronnet A. and Danti K. (1992). Equatorial rainforest lateritic soils: A geomembrane filter. Geology 20, 523-526.

Colin F. (1992). L'or traceur de l'histoire chimique de l'altérosphère latéritique sous forêt. Habilitation

Colin F., Vieillard P. and Ambrosi J.P. (1993 a). Quantitative appoach to physical and chemical gold mobility in equatorial rainforest lateritic environment. Earth and Planetary Science Letter 114, 269-285.

Colin F., Lecomte P. and Benedetti M. (1993 b). Regional exploration and gold dispersion under rainforest conditions, in press.

Colin F., Alarcon C., Vieillard Ph., (1993 b c). Zircon : an immobile index in soils. Chemical Geol., 107, p. 273-276.

Cornu S. (1995). Cycles biogéochimiques du silicium, de l'aluminnium et du fer en forêt amazonienne. Thèse, Univ Aix-Marseille III, 414 p.

Couture J.Fet Pilote B. (1993). The geology and alteration patterns of disseminated, shear zone-hosted mesothermal gold deposit : the Francoeur 3 deposit, Noranda, Quebec. Econ géol, 88, 1664-1684.

Cramer J.J. and Nesbitt H.W. (1983). Mass balance relations and traces-elements mobility during continental weathering of various igneous rocks. Sci. Géol. Mém. Strasbourg. 73, p 63-73.

Curtin G.C., Lakin H.W., et Hubert A.E (1970). The mobility of gold in Mull. US Geology Surv., prof. Paper. Part C num 700, pp 127-129.

Danty K.J., Brimhall G.H., Dietrich W.E., and Ague J.J. (1995) Gold enrichment by regolith reduction and supergene oxidation of the Ok Tedi porphyry copper deposit, Papua New Guinea : Transport rates and mineral transformation pathways. Economic Geology, 97 pp. non publié.

Davies T.C. and Bloxam T.W. (1979). Heavy metal distribution in laterites, Southwest of Regent, Freetown igneous complex, Sierra Leone. Econ. Geol., 74, p. 638-644.

De Swardt A.M.J. (1964). Lateritisation and landscape development in parts of Equatorial Africa - Z. Geomorphol. Dt - sch., 8, p. 313-333.

Dekayir A. (1994). Etude de l'altération supergène d'un basalte alcalin Quaternaire du Moyen Atlas (Maroc). Thèse Univ. Aix-Marseille III, 181 p.

Demange M. (1975). Zonation métasomatique autour des albitites de la région de Saint-Chély d'Apcher (Lozère). Bull. Soc. Min. Cristall., 98. p. 186-190.

Desborough G.A. (1970). Silver depletion indicated by microanalusis of gold from the placer occurence, Western United States. Econ. Geol., 65, p. 304-311.

Desborough G.A., Heidel R.H., Raymond W.H. and Tripp J. (1971). Primary distributionof silver and copper in native gold from six deposits in the western United States. Miner Deposita 6, 321-334.

Didier Ph., Perret D., Tardy Y., et Nahon D. (1985). Equilibres entre kaolinites ferrifères, goethites alumineuses dans les systèmes cuirassés. Rôle de l'activité de l'eau et de la taille des pores. Sci. Géol. Bull., 38, 4, p. 383-397.

Edou-Minko A. (1988) Pétrologie et géochimie des laterites à stone lines du gite d'or d'Ovala. Application à la prospection en zone équatoriale humide (Gabon). Thèse Université Poitiers, 147 p.

Edou-Minko A., Colin F., Lecomte P. and Trescases J.J. (1992). Altération latéritique du gite aurifère d'Ovala (Gabon), et formation d'une anomalie superficielle de dispersion. Mineralium deposita, 25, p. 90-100.

Edou-Minko A., Colin F., Trescases JJ., et Lecomte P. (1995). Les mécanismes de dispersion et d'accumulation d'or. Jounal afr. de géol. pp 322-326.

Elderfield H., Hakwesworth G.H., and Greaves M.J. (1981). Rare earth elements geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. Geochim. Acta 45, 513-528.

Emmons W.H. (1917). The enrichment of ore deposits. U.S. Geol. surv. bull., 625, 1-530.

Eschenbrenner V., Grandin G. (1970). La séquence de cuirassement et ses différenciations entre Agnibélékrou (Côte-d'Ivoire) et Diébougou (Haute-Volta). Cah ORSTOM, sér. Géol., 2, 2, p. 205-246.

Essalhi A. (1993). Processus hydrothermaux liés à la zone de faille de Tzi-n Test. Genèse des albitites et des concentrations de barytine dans la région de Taghwacht (haut-Atlas occidental, Maroc). Thèse Univ. Orléans, 204 p.

Essalhi A., Prost A., Tourey J.C., et Pascal M.L. (1995). Age cambrien probable de la genèse par métasomatose des albitites du Tizi-n'Test (Taghwacht, Taroudant, Haut-Atlas occidental. Maroc). Bull. Soc géol. France, 166, 3, p. 303-310.

Feybesse J L., Milesi J P., Prost A E., Ouédraogo M F. (1989). New lithostructural data in the Boromo Belt (Burkina Faso). In principaux résultats scientifiques et techniques BRGM.

Fischer N.H. (1945). The finess of gold with special reference to the Morobe gold field, New Guinea. Econ. Geol., 40, 449-495.

Fortin P. (1989). Mobilisation, fractionnement et accumulation des terres rares lors de l'altération latéritique de sédiments argilo-sableux du bassin de Curitiba (Brésil). Mém. Sci. De la terre 10.

Frakes L.A. (1976) Climates throughout geologic times. Elsevier, Amsterdam, p. 310.

Freyssinet P. Zeegers H., and Tardy Y. (1987). Néoformation d'or dans les cuirasses latéritiques : dissolution, migration, précipitation. C.R Acad. Sci. Paris 305, série II, 867-874.

Freyssinet Ph. (1990). Géochimie de l'or dans les couvertures latéritiques. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 269 p.

Freyssinet Ph. (1993). Gold dispersion related to ferricrete pedodenesis in south Mali : application to geochemical exploration. Chron. Rech. Min. 510, 25-40.

Freyssinet Ph., Zeegers H., and Tardy Y. (1989). Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles of southern Mali. J. Geochem. Exploration 32, 17-31

Fritsch E. (1984). Les transformations d'une couverture ferrallitique en Guyane française. Thèse 3 ème cycle, Univ. Paris VII, 190 p.

Fyfe W.S. (1984). Gold - Natural concentration prosesses, in Foster, R.P., ed., Gold 82 ; The geology, geochemistry and genesis of gold deposits : Rotterdam, A.A. Balkema, p. 285-303.

Giral S. (1994). Variation des rapports isotopiques de 18 O / 16 O des kaolinites de deux profils latéritiques amazoniennes; signification pour la pédologie et la paléoclimatologie. Thèse, Univ Aix-Marseille III, 199 p.

Glasby G. P. (1973). Mechanisms of enrichment of elements in marine manganese nodules. Mar. Chem., 1, 105-125.

Goleva G.A., Krivenkov V.A., Gutz Z.G. (1970). Geochemical trends in the occurence and migration forms of gold in natural water. Geochem. Int., 7, p. 518-529.

Grandin G. et Thiry M. (1983). Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. Succession des types d'altération. Cah. ORSTOM, Sér. Géol., Paris, 13, 1, p. 3-18.

Grandin G. (1976). Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Mém. ORSTOM, Paris, 82, 275 p.

Grandin G. et Delvigne J. (1969). Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi, jalons de l'histoire morphologique de la Côte-d'Ivoire. C.R. Acad Sci., Paris, 269, D, 16, p. 1474-1477.

Grappe J. (1974). Les gîtes sulfurés de remaniement supergène (oxydation, cémentation). Rapport interne C.G.G.M., Ecole des mines de Paris.

Greffié C. (1994) : Contribution à la connaissance du comportement de l'or en milieu latéritique : Etude expérimentale des mecanismes de coprécipitation de l'or et des oxy-hydroxydes de fer. Thèse Doc Aix- Marseille III, 188 p.

Greffié C., Benédéti M., Parron C.and Amouric (1996). Gold and iron oxide associations under supergene conditions : An experimental approach. Geochim. Et Cosmochim. Acta, 60, 9, 1531-1542.

Groves D.I., Phillips G.N., Ho S.E., Henderson C.A., Clark M.E. et Woad G.M. (1984) Controls on distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia. In Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, ed. R.P. Foster, A.A. Balkema, 1984, 689-712.

Halbauer D.K. et Utter T. (1977). Geochemical and morphological characteristics of gold particles from recent rivers and the fossil placer of Witwatersrand. Min. Deposita, 12, p. 293-306.

Halbauer D.K (1981). Geochemistry and morphology of mineral components from the fossil gold and uranium placers of the Witwatersrand. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 11161-M. pp. M. 1-M. 18.

Hamilton T. W., Ellis J., Florence T. M. and Fardy J. J. (1983) Analysis of gold in surface waters from Australian goldfields: An investigation into direct hydrogeochemical prospecting for gold. Econ. Geol. 78, 1335-1341.

Harlow G.E. (1994). Jadeitite. albitites and related rocks from the Metagua Fault Zone. Guatemala. J. Metamorph. Geol., 12, 1, p. 49-68.

Hedenquist J.W and Lowenstern J.B. (1994). The rôle of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits, Nature, 370, pp. 519-527.

Hendricks L.P (1964). Quantitative evidence of the alteration of zircon grains in the dominion reef. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 67, p. 211-217.

Hérail G (1980). Morphoscopie et composition des paillettes d'or du piémond du Teleno (Espagne) : un guide pour l'étude de la formation d'un gisement. 26 e congrès Geol. Int. Résumés, V. III, p. 945.

Hérail G. (1984). Géomorphologie et gîtologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du NW de l'Espagne. Editions CNRS., 456 p.

Hérail G., Fornari M., Viscara G., Miranda V. (1990). Morphological and chemical evolution of gold grains during formation of a polygenic fluviatile placer : the Mio-Pleistocene Tipuani placer exemple (Andes, Bolivia). Chrn. rech. min., 500, p. 41-50.

Hey M.H. (1954). A new review of the chlorite. Mineral. Magazinne, v. 30, p. 277-292.

Hubert H. (1920). Le dessèchement progressif en Afrique occidentale. Bull. com.Et. Hist. Sc.

Huot D, Sattran V., et Zida P. (1987). Gold in Birimian greenstone belts of Burkina Faso, West Africa. Econ. Geol., 82, 2033-2044.

Hutchinson R.W. et Burlington J.L. (1984) Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes. In Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, ed. R.P. Foster, A.A. Balkema, 339-372.

Innocent C. (1993). Contribution des isotopes à longue période à la connaissance de l'altération de la croûte continentale. Thèse Univ. d'Aix-Marseille III, 191 p.

Keays, R.R. (1984) Archaean gold deposits and their source rocks: the upper mantle connection. In Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, ed. R.P. Foster, A.A. Balkema, 17-53.

Kobilsec B. (1990) Géochimie et pétrographie des bauxites latéritiques d'Amazonie Brésilienne. Comparaison avec l'Afrique, l'Inde et l'Australie, Thèse Université Louis Pasteur, Strasbourg, 201 p.

Krauskoff K.B. (1951). The solubility of gold. Econ. Geol, 46, 8, 858-870.

Krupp and Weiser T. (1992). On the stability of gold-silver alloys in the weathering environmement. Miner. Deposita 27, 268-275.

Krupp R.E and Weiser T. (1993). Reply to the comment by P. Möller. Mineralium deposita, 28, 356-359.

Lakin H.W., Curtin G.C., Hubert A.E., Schacklette H.T. and Doxtader G. (1974). Geochemistry of gold in the weathering cycle. U.S. Geol. Survey bull. 1330, 80 pp.

Lamotte M. et Rougerie G. (1962). Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. Rev. Géomorph. Dyn., 10-13, p. 145-160.

Lawrance L. M. (1988) Behavior of gold within the weathering profile in the Yilgarn Block, Western Australia. Publ. of the University of Western Australia 12, 335-351.

Le Count Evans D. (1980). Lateritization as a possible contributor to gold placers. Engin. and Min. J., 86-91.

Lecomte P. and Colin F. (1989). Gold dispersion and size fraction distribution in a tropical rain forest weathering profile. Journal of Geochemical Exploration, 34, p. 285-301.

Leprun J.C et Nahon D. (1973). Cuirassements autochtones sur deux types de roches en Afrique de l'Ouest. Bull. Soc. géol. Fr., 7, p. 356-361.

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, p. 1207-1210.

Leprun J.C. (1979). Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse, Transformations, Dégradation. Sci. Géol. Mém. Strasbourg, 58, 224 p.

Lesure F.G (1971). Residual enrichment and supergene transport of gold, Calhoum mine, Lumpkin Country, Georgia. Econ., Geol., 178-186.

Levinson A.A. (1974). Introduction to exploration geochemistry. Ed. Applied publisching Ltd. Wilmette, Illinois, USA.

Lima da costa M., Viera Costa J.A. and Angelica R.S. (1993). Gold-bearing bauxitic laterite in tropical rain forest climate : Cassiporé, Amapa, Brazil. Chron. Rech. Min. 510, 41-52.

Loughan F.C. (1969). Chemical weathering of the silicate minerals., ed. American Elsevier Publishing Company Inc, New York, 154 p.

Machairas G. (1967) Dissolution et recristallisation de l'or primaire pendant l'oxydo-réduction des sulfures aurifères. Bull. BRGM 5, p. 111-121.

Machairas G. (1970). Contribution à l'étude minéralogique et métallogénique de l'or. Bull. BRGM, sect. II, 3, 72 p.

Mac hugh J.B. (1984). Gold in natural water : a method of determination by solvent extraction and electrothermal atomization. J. Geochem. Explor., 20, p. 303-310.

Maignien R. (1958). Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique Occidentale). Mém. Ser. Carte géol. Alsace-Loraine, Strasbourg, 16, 239 p.

Mann A.W. (1983) Hydrogeochemistry and weathering of the Yilgarn Block, Western Australia- ferrolysis and heavy metals in continental brines: Geochim. Cosmochim. Acta 47, 181-191.

Mann A.W. (1984 a) Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from Western Australia. Econ. Geol. 79, 38-48.

Mann A.W. (1984 b). Redistribution of gold in the oxidized zone of western australian deposits. In : Proceedings of the Regional Conf. on Gold Mining, Metall. and Geol., Aus. IMM., Oct. 1984, p. 1-12.

Marcoux E. (1995) Gold and volcanoes epithermal gold deposits, a review. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 321, série II a, p. 723 à 735.

Martin R.F (1984). Patterns of albitization in the Montgenère ophiolite, Wertern Alpes. Bull. Mineral., 345, 356.

Mc Ferlance M.J. (1976). Laterite and landscape. Academic press, London, 151 p.

Michard G. et Renard D. (1975). Possibilités d'entraînement du cobalt et du cérium dans les nodules de manganèse par oxydation. C. R. Acad. Sci. Paris, 280, 1761-1764.

Michel D. (1987) Concentration of gold in situ laterites from Mato Grosso, Min. Deposita 22, 185-189.

Michel D. (1993). Minéralisation aurifères et morphoscopie de l'or natif. Thèse Doct. Etat, Institut national plytechnique de Lorraine, 249 p.

Michel P. (1969). Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Thèse lettres, Strasbourg, 1168 P.

Milési J.P., Ledru P., Feybess J.L., Dommanget A., et Marcoux E. (1992). Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. Precambrian Res., 58, 305-344.

Millot G. et Bonifas M. (1955). Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. Ser. Carte géol. Als.-Lorr. 8, p 3-20.

Moniod F., Pouyaud B., Sechet P. (1978). Le bassin du fleuve Volta. mogr. hydro. ORSTOM., 5, 513 p.

Muller D. (1979). Contribution à l'étude de la différenciation des horizons nodulaires de sols ferrallitiques congolais sur granito-gneiss. Thèse Univ Paris 7, 115 p.

Münz I.A., Wayne D, et Austrhelm H. (1994). Retrograd fluid infiltration in the high-grade Modum Complex South Norway : evidence for age, source and REE mobiliry. Contr. Mineral. Petrol., 116, 32-46.

Muszynski M et Natkaniec-Nowak L. (1992). Albitites and oligoclasites from Szklary (Lower Silesia). Bull. Polish AC. Sci. Earth Sci., 40, 2, 141-159.

Nahon D. (1976). Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence. Sci. Géol. Mém. Strasbourg, 44, 232 p.

Nahon D. (1986). Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In : rates of chemical weathering of rocks and minerals, S.M. Coleman and D.P. Dethier eds., Academic press Inc., p. 169-191.

Nahon D. (1991) Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. John Wiley and Sons, eds, New York, 313 p.

Naumov G.G., Ryshenko B.N., and Khodakovsky J.L.(1971). Handbook of thermodynamic data (in Russian), Moscou Atomizdat, ed, pp. 239, Moscou.

Nesbitt H.W. (1979). Mobility and fractionation of earth elements during weathering of granodiorite. Nature. 279, p 206-210.

Nesbitt H.W. and Wilson R.E. (1992). Recent chemical weathering of basalts. Am. J. Sci. 292, p 740-777.

Nesterov V.N., Plyusnin A.M. and Pogrelnyak Yu. F. (1979) A study of the behavior of gold under the conditions of oxidation zones in gold-sulfide deposit. Geokhimiya 6, 878-887.

Pagis G. (1983). Altération supergène du gisement aurifère de Salsigne (Aude, France). Thèse, Ecole des mines de Paris, 171 p.

Pankka H.S., et Vanhanen E.J. (1992). Early Proterozoic Au-Co-U mineralization in the Kuusamo district, northern Finland. Precambrian Res., 58, 387-400.

Parisot J.C., Soubiès F., Audry P., and Espourtelle F (1989). Some implications of lateritic weathering on geochemical prospecting - two Beazilian exemples. Journal of Geochemical Exploration, 32, pp. 133-147.

Parisot J.C., Ventose .V., Grandin G., Bourges F., Debat P., Tollon F., et Millot L. (1995). Dynamique de l'or et d'autres minéraux lourds dans un profil d'altération cuirassé du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). Interêt pour l'interprétation de la mise en place des matériaux constituant les cuirasses de haut-glacis. C.R. Acad. Sci., II a, P. 295-302.

Parrisch J.T., Zirgler A.M. and Scotese C.R. (1982). Rainfull patterns and the distribution of coals and evaporites of the Mesozoic and cenozoic. Paleogr., Paleoclimatol., Paleoecol. 40, 67-101.

Petrovskaya N.V.(1971) Growth and subsequent changes in native gold crystals. Mineralog. Soc. Japan Spec. Paper 1, 116-123.

Pierce M.L., Moore C.B. (1982). Adsorption of Arsenite and arsenate on amorphous iron hydroxide. Water Res., 16, p. 1247-1253.

Piper D. Z. (1974). Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases. Geochim. Cosmochim. Acta 29, 1007-1022.

Pretorius D.A. (1984) The source of Witatersrand gold: Conjecture of the unknown. In Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, ed. R.P. Foster, A.A. Balkema, 1984, 219.

Ramsay J.G. et Huber M. (1987). The techniques of Modern Structural geology, 1 : Strain analysis, Academie Press, 307 p.

Rankin P. C. and Childs C. W. (1976). Rare earth elements in iron-manganese concretions from some New Zealand soils. Chem. Geol. 18, 54-64.

Recoche G. (1989). Les concentrations aurifères supergènes liées aux minéralisations sulfurées polymétalliques de la ceinture vocano-sédimentaire d'Ariab-Arbaat. Red Sea hills, Soudan. Thèse Univ. Toulouse, 318 p.

Renders P.J. and Seward T.M. (1989). The stability of hydrosulphido- and sulphido-complexes of Au (I) and Ag (I) at 25 °C. Geoch. et Cosm. Acta, vol. 53, p. 245-253.

Romberger S.B. (1988). Geochemistry of gold in hydrothermal Deposits. U.S. Geol. Surv.Bull., 1857-A. pp. 9-23.

Roslyakov N.A. et Roslyakova N.V. (1986) Evaluation of the economic potential of gold deposit by the analysis of oxidized ore outcrops and exogenic aureols: methods used in the U.S.S.R. Applied geochemistry 1, 451-462.

Saager R. (1969). The relationship of silver and gold in basal reef of the Witwatersrand, South Africa. Mineralium Deposita, V. 4., pp. 93-113.

Schandl E.S., Gordon M.P., et Davis D.W (1994). Albitization at 1700 + - 2 ma in the Suddury-Wanapitei Lake area, Ontario : implications for deep-seated alkalic magmatism in the Southern province. Can. J. Earth Sci., 31, 597-607.

Sanfo Z. (1994). Histoire des champs latéritiques aurifères de la région d'Aribinda (Nord Burkina Faso) : Application à la prospection en zone sub-sahélienne. Thèse Doc. Aix-Marseille III, 166 p.

Sanfo Z., Grandin G., Parisot J.C., et Palé F. (1992). Aplanissements latéritisés anciens, glacis récents et indices d'or dans la région d'Aribinda (Burkina Faso). Mineralogical and geochemical records of paleoweathering, SCHMITT J.M et Gall Q., ed., ENSMP, Mém. Sci., de la terre, 18, p. 15-30.

Sanogo A.D. (1993). Conditions structurales et minéralogiques du filon aurifère de Poura (Province du Mouhoun, Burkina Faso). Thèse Univ. Orléans, 10, 266 p.

Sanogo A.D. et Prost A.E. (1993). Evolution synchrone des déformations et des minéralisations dans le filon aurifère de Poura (Province du Mouhoun, Burkina Faso). Pangea, 20, 23-29.

Sattran V. (1983) - Travaux de prospection minière; programme PNUD 83-002.

Schandl E.S, Gorton M.P, Davis D.W (1994). Albitization at 1700 ± 2 ma in the Sudbury-Wanapitei Lake area, Ontario : implications for deep-seated alkalic magmatism in the Southern province. Can. J. Earth Sci., 31, 597-607.

Schmidt S.H.(1993). Regional and local patterns of low-grade metamorphism in North shore volcanic group, USA J. metamorphic geology, 11, 401-414.
Seward T.M. (1984) The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, ed. R.P. Foster, A.A. Balkema, 165-182.

Sharp Z.D., Essene E.J., et Kelly W.C. (1985). A re-examination of the arsenopyrite geothermometer : pressure considerations and application to natural assemblages. Can. Mineral. 23, p. 517-534.

Smith et Perdix (1982). Pisolitic laterite geochemistry in the Golden Grove massive sulphide district, Western Australia. J. Geochem. Expl., 18, 131-164.

SOREMIB (1990). Rapport sur le prospect de Poura. Archives de la direction des Mines du Burkina.

Stoffregen R. (1986) Observation on the behavior of gold during supergene oxidation at Summitville, Colorado, U. S. A., and implications for electrum stability in the weathering environment, Appl. Geochem. 1, 549-558.

Sun C.M. et Vuagnat M. (1992). Proterozoic ophiolites from Yanbian and Shimian. Petrography, geochemistry, petrogeneisis, and geotectonic environment. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 72, 389-413.

Styles N. T., and Young B. R.(1983). Fluocerite and its alteration products from the afu Hills, Nigeria. Mineral. Mag. 47, 41-46.

SYNDICAT BRGM-BUVOGMI (1983). Permis Volta Noire, prospection or rapport BRGM.

Tardy Y. (1993). Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson Ed. 459 p.

Tardy Y. (1992). Diversity and terminology of lateritic profiles. In Weathering, soil and paleosls, i.P. Martini et W. Chesworth eds., Elsevier, Amsterdam, p. 379-405.

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. Amer. J. Sci., 285, p. 865-903.

Tardy Y., Kobilseck B., et Paquet H. (1991). Mineralogical composition and distribution of african and brazilian laterites. The influence of continental drift and tropical paleaclimates during the last 150 million years and implications for India and Australia. J. of African earth Sci., 12, 1/2, p. 283-295.

Tardy Y., Trolard F., Rocquin C., et Novikoff A. (1990). Distribution of hydrated and deshydrated inergies in lateritic profiles and landscapes. In : Geochemistry of earth's surface and of mineral formation, 2 nd International Symposium, Y. Noack et D. Nahon eds., Chem. Geol., 84, p. 133-136.

Tejan-Kella M.S., Fitzpatrick R.W., Chittleborough D.J., (1991). Scanning electron microscope study of zircons and rutile from a podzol chronosequence at Cooloola, Qeensland, Australia. Catena, 18, 1, p 11-30.

Topp S. E., Salbu B., Roaldset E., and Jogensen P. (1984). Vertical distribution of trace elements in laterite soil (Suriname). Chem. Geol. 47, 159-903.

Tricart J. (1963) - Oscillation et modifications de caractère de la zone aride en Afrique et en Amérique latine lors des périodes glaciaires des hautes latitudes.UNESCO édit., 20, P 415-418.

Trolard F. (1988). Physicochimie des cuirasses latéritiques. Domaines de stabilité des oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium. Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 213 p.

Trolard F., et Tardy Y. (1989). A model of Fe^{3+} - kaolinite, Al^{3+} - goethite, Al^{3+} - hematite equilibria in laterites. Clays Minérals., 24, p. 1-21.

Turner D.R., Whitfield M., et Dickson A.G. (1981). The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25 °C and 1 atm pressure. Geochim. cosmochim. Acta, 45, p. 855-881.

Urvoy Y. (1942) - Les bassins du Niger. Etude de géographie physique et de paléogéographie. Ann. Inst. Afr. noire, 4, 144p.

Utter T. (1979). The morphology and silver content of gold from the Upper Witwatersrand and ventersdorf system of klerks-dorp gold field, South Africa. Econ. Geol., 74, pp. 27-44.

Vasconselos P. and Kyle J. R. (1989) Supergene geochemistry and crystal morphology of gold in a semiarid weathering environment: application to gold exploration. XIII Int. Geoch. Explor. Symp., Rio 89 (abstract), p. 22.

Velde B. (1985). Clay Minerals. Devel. in Sed., v. 40. Elsevier, Amsterdam.

Viljoen M.J. (1984) Archaean gold mineralization and komatitites in southern Africa. In Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, ed. R.P. Foster, A.A. Balkema, 595-628.

Vlassopoulos D. and S.A. Wood (1990), Gold speciation in natural waters. I- Solubility and hydrolysis reactions of gold in aqueous solution, Geochim. Cosmochim. Acta 54, 3-12.

Vogt J. (1959) - Aspect de l'évolution morphologique de l'Ouest africain. Ann. Géog. 68, 367, pp 193-206.

Wagnan D.D., Evans W.H., Parker V.B., Schumm R.H., Harlow I., Bailey M.S., Churney K.L., and Nuttall R.L. (1982). The NBS tables of chemical thermodynamic properties : selected values for inorganic and C1 and C2 organic substances in S.I. units, j. Chem. Ref. Dat. II, 2, 392 pp.

Webster J.G. et Mann A.W. (1984) The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. J. Geochem. Explor. 22, 21-42.

Webster J.G.(1986) The solubility of gold and silver in the system Au-Ag-S-O2-H20 at 25°C and 1 atm. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 1837-1845.

Weissberg B.G., Browne P.R.L., and Seward T.M. (1979). Ore metals in active geothermal systems, in Barnes H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits (2 nd edition) : New York, Wiley-Interscience, p. 738-780.

Wilhelm E., Kosakevitch A. (1979). Utilisation des chapeaux de fer comme guides de prospection. bull. B.R.G.M. 2, II, 109-140.

Wilson A.F. (1984) Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils. A review and some new observations. Austral. J. Earth Sci. 31, 303-316.

Wilson A.F.(1983) The economic significance of non hydrothermal transport of gold, and the accretion of large gold nuggets in laterite and other weathering profiles in Austral. Spec. Publ. Geol. Soc. Sci. Afr. 7, 229-234.

Witt W.K. (1992). Porphyry intrusions and albitites in the Bardoc-Kalgoorlie area, Western Australia, and their role in Archean epigenetic gold mineralization. Can. J. Earth Sci., 29, 1609-1622.

Yend W. (1975). Experimental abrasion of detrical gold. J. Resaerch U.S Geological Survey, 3, pp. 203 - 212.

Zeeger H. et Leprun J.C. (1979). Evolution des concepts en altérologie tropicale et conséquences potentielles pour la prospection géochimique en Afrique Occidentale soudano-sahélienne. Bull. BRGM, 2, 2-3, p. 222-239.

Zeegers H. (1987). Remaniements de surface et prospection géochimique de l'or. Chron. Rech. Min. 488, 55-61.

Liste des figures

Figure 1 : Localisation de la zone d'étude 15
Figure 2 A : Schéma géologique de synthèse du Craton Ouest Africain et ses bordures d'après Bessoles, 1977) 16
Figure 2 B : Dorsale de Léo, province birimienne du domaine Baoulé-Mossi (d'après la carte d'Abouchami *et al.*, 1990) 16
Figure 3: Carte géologique simplifiée du Burkina Faso (d'après Hottin G et Ouédraogo O.F., 1975) 17
Figure 4 : Schéma structural de la ceinture de Boromo-Goren (d'après la carte de Feybesse *et al.*., 1989) 18
Figure 5 : Précipitations moyennes annuelles (en mm) sur une période de 30 ans, en 1990 (ASSECNA, *in* les atlas J.A, 1993) 20
Figure 6 : La séquence de Ton; Disposition relative de la surface Intermédiaire (ni), de l'unité supérieure (US), de l'unité moyenne (UM), de l'unité basse (UB) et du Sambayourou (drain) 22
Figure 7 : La séquence de Balago; Passage progréssif entre un témoin de l'unité supérieure (US) à l'unité moyenne (UM), à l'unité basse (UB)puis à la plaine alluviale (PA) du Mouhoun (drain majeur régional) 24
Figure 8 a : Carte géomorphologique du secteur de Larafella et localisation des travaux 28
Figure 8 b : Coupe géomorphologique de la séquence de Larafella (AB) 28
Figure 9 : Carte géologique simplifiée du secteur de Poura, extraite de la carte interprétative du syndicat BRGM-BUVOGMI 29
Figure 10 : Coupe géologique de l'environnement immédiat des albitites à sulfures et or disséminés de Larafella; localisation de la tranchée T18 et du profil de l'unité basse décrit le long de la minéralisation (*Fig.11*) 30
Figure 11 : Description macroscopique du profil d'altération de l'unité basse 30
Figure 12 : Description macroscopique du profil d'altération de l'unité moyenne 32
Figure 13 : Vue macroscopique d'une section polie montrant le contact entre un fragment de bauxite et la cuirasse ferrugineuse qui le contient 33
Figure 14 : Description macroscopique du profil d'altération de l'unité supérieure 34
Figure 15 : Coupe géologique de l'environnement immédiat des albitites à sulfures et or disséminés, position des échantillons analysés 42
Figure 16 : Fente de tension à cristaux automorphes d'albite, et cristaux xénomorphes de quartz 45
Figure 17 : Fente à albite, quartz et calcite 45
Figure 18 : Fracture tardive affectant une albite 45

Figure 19 : Le diagramme ternaire SiO_2-Na_2O-Al_2O_3 des albitites de Larafella; comparaison avec celles définies par MŸnz et *al.*, (1994) et par Béziat et *al.*, (1995)..... 46
Figure 20 : Fracture montrant la position médiane de la muscovite (M) par rapport à la chlorite (Ch) 47
Figure 21 : Comparaison de cette muscovite à celle du filon principal de Poura..... 47
Figure 22 : Composition chimique des muscovites et des chlorites des albitites de Larafella.Selon le diagramme de Velde (1985)..... 48
Figure 23 : Diagramme de classification de Hey (1954) pour les chlorites..... 49
Figure 24 : Composition chimique des carbonates des albitites de Larafella..... 49
Figure 25 : Diagramme ternaire S-Fe-AS; Composition chimique des arsénopyrites des albitites de Larafella placée dans le diagramme de Sharp et *al.*, (1985) 50
Figure 26 : Comparaison de l'or des albitites de Larafella à ceux du filon principal de Poura (filon plaine)..... 51
Figure 27 : Isaltérite friable; diagramme montrant le passage progressif de la muscovite à la kaolinite, Selon le diagramme de Velde (1985)..... 60
Figure 28 : Unité basse; Organisation micromorphologique de l'allotérite..... 62
Figure 29 : Unité basse; Organisation micromorphologique de la carapace ferrugineuse supérieure 67
Figure 30 : Organisation micromorphologique de l'ensemble nodulaire meuble ou sol 70
Figure 31 : Résumé de l'évolution pétrologique du profil de l'unité basse 71
Figure 32 : Evolution géochimique des faciès d'altérations de l'unité basse; de l'isaltérite friable au sol..... 73
Figure 33 : Unité moyenne; Organisation micromorphologique de l'isaltérite friable 75
Figure 34 : Unité moyenne; Organisation micromorphologique de la carapace ferrugineuse 77
Figure 35 : Résumé de l'évolution pétrologique du profil de l'unité moyenne 83
Figure 36 : Evolution géochimique des différents faciès d'altérationdu profil de l'unité moyenne 85
Figure 37 : Organisation micromorphologique de l'isaltérite friable..... 86
Figure 38 : Organisation micromorphologique de l'allotérite..... 87
Figure 39 : Résumé de la différenciation pétologique de l'unité supérieure..... 94
Figure 40 : Evolution géochimique des différents plasmas du profil de l'unité supérieure ... 95
Figure 41 : Localisation des échantillons analysés pour l'étude géochimique de l'unité basse..... 101
Figure 42 : Diagramme ternaire SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 de l'évolution du profil de l'unité basse..... 103
Figure 43 : Variation des teneurs (en % d'oxyde) des éléments majeursdans le profil de l'unité basse (colonne minéralisée) 104

Figure 44 : Variation des teneurs (en ppm) des éléments traces dans le profil de l'unité basse (colonne minéralisée)..... 107
Figure 45 a : Facteur 1 versus facteur 2 association Au-Zr et l'association Al-Ti-Mg..... 110
Figure 45 b : Facteur 1 versus facteur 4; passage entreles ensembles kaoliniques et les ensembles ferruginisés..... 110
Figure 46 : Variation du taux de déformation le long du profil d'altération de la colonne minéralisée..... 115
Figure 47 : Unité basse; Bilan de masse le long de la colonne minéralisée..... 117
Figure 48 : Bilan isozirconium de l'altération de l'albitite (ACP)..... 119
Figure 49 : Diagramme ternaire SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3 de l'évolution du profil de l'unité moyenne..... 121
Figure 50 : Variation des teneurs (en % d'oxyde) des éléments majeurs dans le profil de l'unité moyenne..... 123
Figure 51 : Diagramme ternaire SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 de l'évolution du profil de l'unité supérieure..... 124
Figure 52 : Variation des teneurs (en % d'oxyde) des éléments majeurs dans le profil de l'unité supérieure..... 125
Figure 53 : Variation des teneurs (en ppm) des éléments traces dans le profil de l'unité moyenne..... 127
Figure 54 : : Variation des teneurs (en ppm) des éléments traces dans le profil de l'unité supérieure..... 130
Figure 55 : Les grands regroupements d'éléments dans l'unité moyenne, mis en évidence en croisant le facteur 1 et le facteur 3..... 132
Figure 56 : Les grands regroupements d'éléments dans l'unité supérieure, mis en évidence en croisant le facteur 1 et le facteur 3..... 135
Figure 57 a : Disposition relative du haut-glacis de Larafella, du bas-glacis, de la plaine alluviale (PA) du Mouhoun et d'un haut-glacis situé sur la rive opposée..... 137
Figure 57 b : Disposition relative du haut-glacis, du moyen-glacis, de la zone minéralisée dans le bas-glacis..... 137
Figure 58 : Distribution de l'or particulaire (nombre de particules par Kg d'échantillon) le long du profil minéralisé..... 144
Figure 59 : Evolution verticale des teneurs en or particulaire dans la matrice des différents profils du halo de dispersion..... 145
Figure 60 : Distribution des teneurs en or particulaire (nombre de particules par Kg d'échantillon) dans le profil de l'unité moyenne..... 147
Figure 61 : Distribution des teneurs en or particulaire (nombre de particules par Kg d'échantillon) dans le profil de l'unité supérieure..... 147
Figure 62 : Histogrammes de taille des particules d'or du profil minéralisé..... 149

Figure 63 : Evolution de la taille moyenne des particules d'or du profil de l'unité moyenne 152
Figure 64 : Evolution de la taille moyenne des particules d'or du profil de l'unité supérieure 152
Figure 65 : Evolution de la taille des particules d'or par unité géomorphologiques 153
Figure 66 a et b : Evolution du degré de corrosion des particules d'or des unités moyenne (a) et supérieure (b) 162
Figure 67 : Evolution des teneurs en argent des particules d'or du profil minéralisé 167
Figure 68 : Evolution des teneurs en argent des particules d'or du halo de dispersion 167
Figure 69 : Evolution de l'indice de déplétion des particules d'or issues du profil minéralisé 168
Figure 70 : Evolution de l'indice de déplétion dans le halo de dispersion 169
Figure 71 (a, b et c) : Indice de déplétion en fonction de la taille, pour les différentes populations de particules du profil minéralisé 170
Figures 72 : Evolution des teneurs en argent par unité géomorphologique 173
Figures 73 : Evolution de l'indice de déplétion par unité géomorphologique 173
Figure 74 : Distribution des sulfures dans le profil minéralisé 179
Figure 75 : Distribution des sulfures dans le profil de l'unité moyenne 180
Figure 76 : Distribution des sulfures dans le profil de l'unité supérieure 180
Figure 77 :Solubilité de l'or en fonction du pH à différentes molalités de Cl^- (Cl^- = $10^{-3,8}$ et 10^{-5} mole / l) et $fO_2 = 10^{-0,68}$ (Colin *et al.*, 1993) 185
Figure 78 : Modélisation expliquant la formation des fissures et cavité de dissolution à la surface d'un métal (or) en déséquilibre thermodynamique au contact d'une solution électrolytique (d'après Krupp et Weiser, 1993) 189
Figure 79 : Diffractogramme X; Relation entre la cristallinité et la teneur en argent des particules d'or 189
Figure 80 : Série de blocs diagrammes montrant l'évolution morphogénétique du paysage de Larafella depuis l'époque relief de commandement et du proto Mouhoun jusqu'à l'actuel 194

Liste des tableaux

Tableau I : Isaltérite cohérente; composition chimique (en % d'oxyde) des goethites issues de l'altération des chlorites 58
Tableau II : Isaltérite cohérente; composition chimique (en % d'oxyde) des muscovites 58
Tableau III : Isaltérite cohérente; composition chimique (en % d'oxyde) des goethites et hématites issues de la pseudomorphose des sulfures 60
Tableau IV : Isaltérite friable, composition chimique (% d'oxyde) du plasma kaolinique 61

Tableau V : Allotérite; Composition chimique (en % d'oxyde)des kaolinites du domaine pédoturbé 63
Tableau VI : Allotérite; Composition chimique (% d'oxyde) des produits cutaniques (transect du bord (1) vers l'intérieur d'une fissure) 64
Tableau VII : Base de la carapace ferrugineuse; composition chimique (en % poids) des produits manganésifères 65

Tableau VIII : Base de la carapace ferrugineuse; compositions chimiques moyennes des plasmas (1) kaolinique (2) goethitique (3) et des micronodules d'hématite 66

Tableau IX : Carapace supérieure; compositions chimiques moyennes (1) des goethites, des cernes périnodulaires, (2) des domaines argilo-ferrugineux internodulaires, (3) des kaolinites des nodules, (4) des plasmas goethitiques (5) et hématitiques des nodules.... 68

Tableau X : Sol; compositions chimiques moyennes (1) des goethites secondaires (2) des goethites des cernes périnidulaires (3) des plasmas goethitiques et (4) hématitiques des nodules 71
Tableau XI : Isaltérite; composition chimique du plasma kaolinique 76
Tableau XII : Carapace ferrugineuse; compositions chimiques moyennes des plasma de(1) matrice goethitique (2) nodules lithorelictuels (3) nodules pédorelictuels (4) nodules noirs à gibbsite dans les géodes (5) pisolite de gibbsite claire 79

Tableau XIII : Cuirasse nodulaire; composition chimiques moyennes (1) matrice argilo-ferrugineuse, (2) domaine nodulaire hématitique, (3) goethitique, (4) goethite secondaire 82
Tableau XIV : Altérite; composition chimique du plasma kaolinique de l'isaltérite à structures de roche mère conservée et des produits cutaniques de l'allotérite 86
Tableau XV : Carapace; composition chimiques moyenne des : (1) matrice argilo-ferrugineuse, (2) domaine nodulaire goethitique, (3) hématitique 89
Tableau XVI : Cuirasse nodulaire; compositions chimiques moyennes (1) matriceargilo-ferrugineuse, (2) trame périnodulaire (3) goethite secondaire (4) nodule goethitique (5) nodule hématitique 90

Tableau XVII : Composition du fond matriciel argilo-ferrugineux de la cuirasse alvéolaire 92

Tableau XVIII : Cuirasse nodulaire démantelée; composition chimique des plasmas matriciel et pisolitique d'un fragment de bauxite 93

Tableau XIX : Analyse chimique des majeurs (%) de la fraction inférieure à 2 µm, pour les ensembles d'horizons de l'unité basse (colonne minéralisée). PF = perte au feu à 1000°C 105

Tableau XX Analyse chimique des éléments traces (ppm) de la fraction inférieure à 2 µm, pour les ensembles d'horizons de l'unité basse (colonne minéralisée) 106

Tableau XXI : Unité basse; analyses chimiques en ppm, des les éléments traces de l'encaissant et des faciès d'altération pris en éventail par rapport à l'axe de la minéralisation 107

Tableau XXII : Analyse chimique de l'or (ppb) dans les différents matériaux du profil de l'unité basse (colonne minéralisée) 109

Tableau XXIII : Facteurs issus de l'ACP, pour le profil de l'unité basse (encaissant + colonne minéralisée) 111

Tableau XXIV : Densité apparente (dap), densité réelle (dr), porosité (p) du profil de l'unité basse (colonne minéralisée) 114

Tableau XXV Résultat des analyses chimiques de l'or (ppb) des nodules de l'unité moyenne 127

Tableau XXVI : Résultat des analyses chimiques de l'or (ppb) des nodules de l'unité supérieure 129

Tableau XXVII : Facteur issus de l'ACP, pour le profil de l'unité moyenne 131

Tableau XXVIII : Facteur issus de l'ACP, pour le profil de l'unité supérieure 134

Tableau XXIX : Ensemble supérieur, granulométrie des particules d'or des nodules... 151

Tableau XXX : Evolution de la taille des particules d'or latéralement à la zone minéralisée, dans le sol et dans la carapace sommitale 151

Tableau XXXI : Fiche morphologique des particules d'or de l'unité basse, colonne minéralisée et halo de dispersion 161

Tableau XXXII : Fiche morphologique des particules d'or de l'unité moyenne 163

Tableau XXXIII : Fiche morphologique des particules d'or de l'unité supérieure 164

Tableau XXXIV : Teneurs moyennes en argent des particules d'or et leur indice de déplétion dans les profils A) de l'unité moyenne, B) de l'unité supérieure 171

Tableau XXXV : Fiche minéralogique de l'unité basse (d > 2,9) 176

Tableau XXXVI : Fiche minéralogique de l'unité moyenne (d > 2,9) 176

Tableau XXXVII : Fiche minéralogique de l'unité supérieure (d > 2,9) 176

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Photo 1 : Succession des unités géomorphologiques du système quartzo-latéritique de Larafella, (1) Unité supérieure, (2) Unité moyenne, (3) Unité basse.

Photo 2 : Unité supérieure de Larafella, **débris de bauxite** (Bx) cernés de vide, pris dans la cuirasse **ferrugineuse** nodulaire sommitale.

Photo 3 : Pieds de l'unité moyenne de Larafella, zone fortement orpaillée par les anciens.

Photo 4 : Albitite fraîche avec des sulfures visibles à l'oeil nu (S), (q) filonnet de quartz (50 m de profondeur).

Photo 5 : Albitite montrant une altération débutante (Isaltérite cohérente, 40 m de profondeur). Remarquer la ferruginisation dans les fissures.

Photo 6 : Echantillon d'isaltérite friable, de couleur blanchâtre tacheté de rouille d'oxy-hydroxyde de fer (10 m de profondeur).

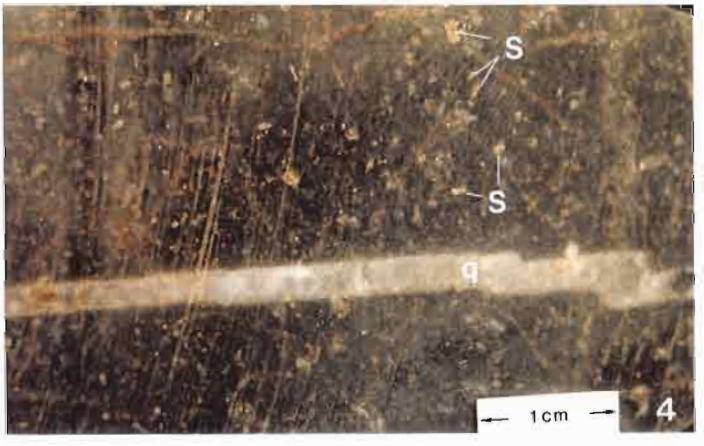
Photo 7 : Un profil localisé dans l'unité basse de Larafella montrant le passage de l'altérite (A) à la carapace (C), avec des volumes d'altérite dans la carapace.

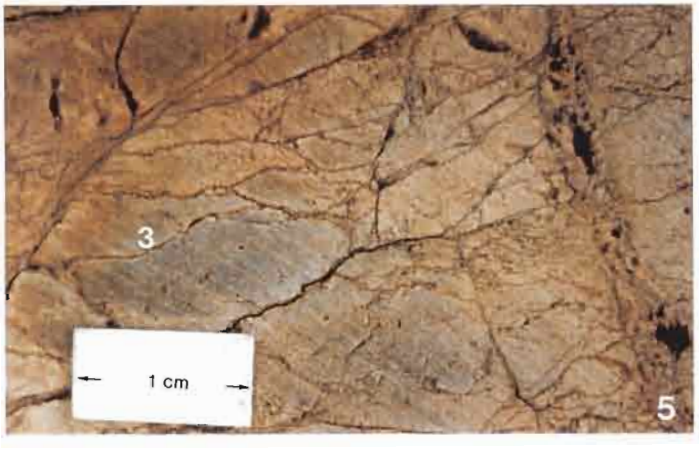
Photo 8 : Un profil localisé dans l'unité basse de Balago. On peut apercevoir une discontinuité marquée par une *stone line* (S) entre l'altérite (A) et la carapace ferrugineuse (C).

2
1
3
1

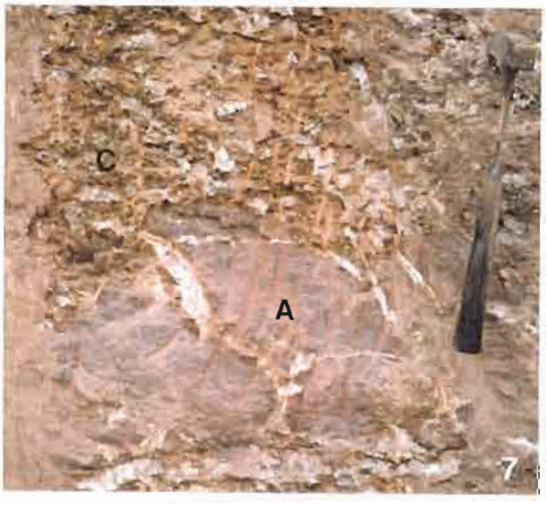
2

3


S
S
q
1 cm
4


3
1 cm
5

1 cm
6


C
A
7

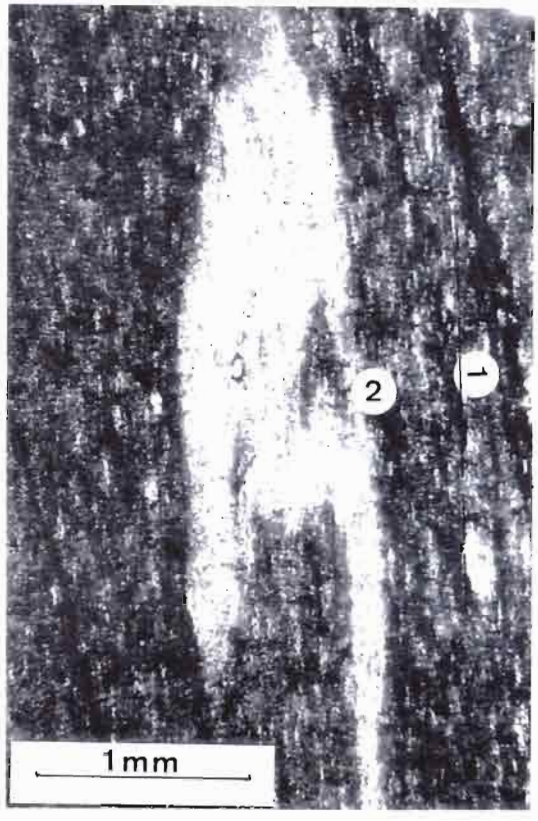
C
S
A
8

Photo 1 : Série métavolcanosédimentaire foliée avec un clivage souligné par les minéraux opaques (1) et des plis isoclinaux à charnières isolées (2). Lumière naturelle.

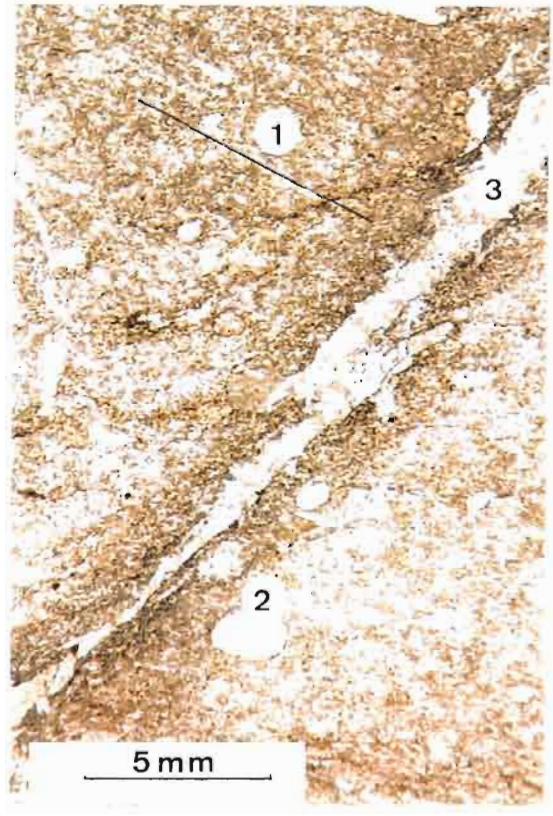
Photo 2 : Métabasalte avec une foliation marquée par les microlites de plagioclases (1). Noter les ocelles de quartz (2) et les fractures tardives remplies par des lamelles de chlorite (3). Lumière naturelle.

Photo 3 : Série métavolcanosédimentaire déformée avec des fentes d'extension entre les cristaux de sulfures (1). Les fentes sont remplies par des fibres de quartz, de chlorite et de muscovite (2). Noter le phénomène de calcitisation tardif (3). Lumière polarisée.

Photo 4 : Albitite : relations texturales entre les mégacristaux d'albite (1) et la mésostase d'albite et d'ankérite. Remarquer le caractère poecilitique de l'ankérite (2) qui se développe dans la mésostase, et à cheval sur le mégacristal et la mésostase. Lumière polarisée.

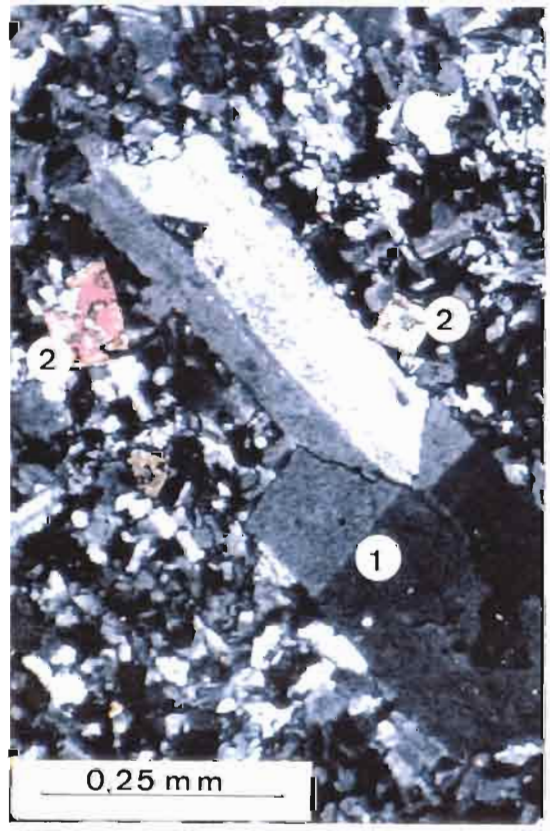


1



2

3



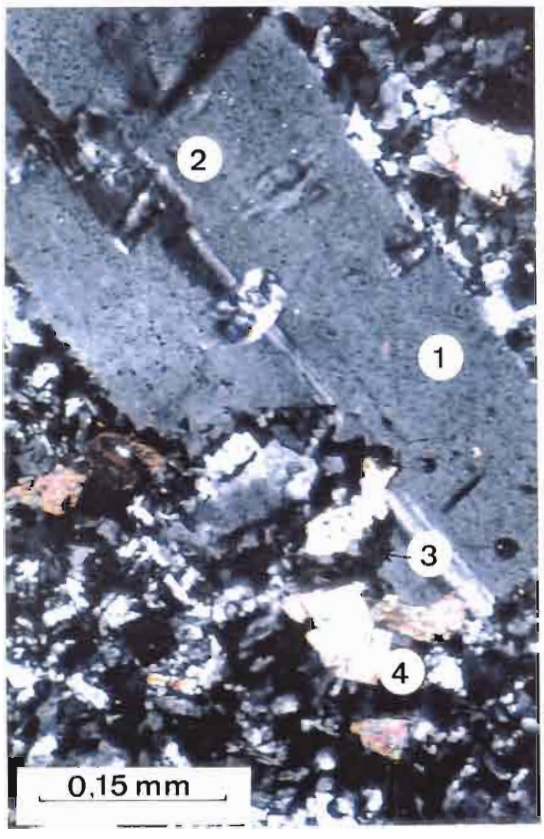
4

Photo 5 : Albitite : développement de la mésostase sur le mégacristal d'albite (1) riche en petites plages d'albite secondaire (2) ; la mésostase est alors formée d'albite, d'épidote (3) et d'ankérite (4). Lumière polarisée.

Photo 6 : Albitite : fracturation d'un mégacristal d'albite avec décalage des macles polysynthétiques Lumière polarisée.

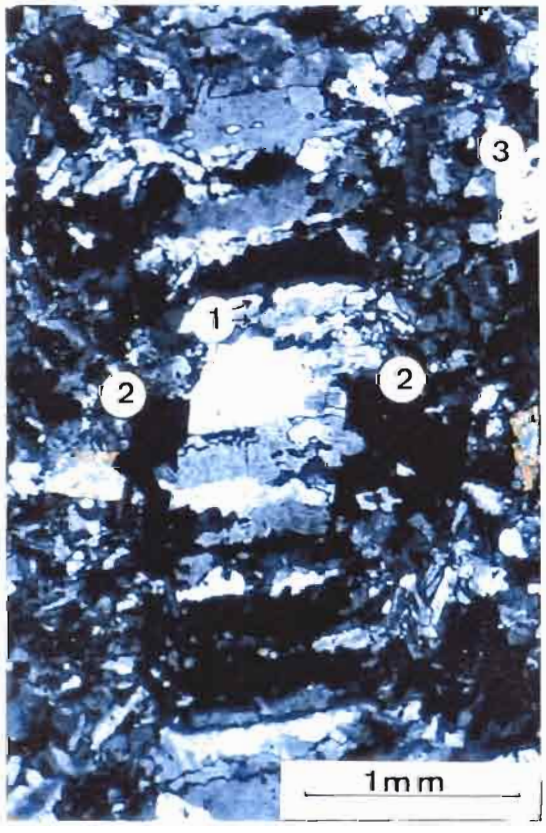
Photo 7 : Albitite : fentes de tension à cristaux d'albite et de quartz étirés. Remarquer les contacts indentés entre les fibres (1) et le cristal de pyrite cassé dont on retrouve les fragments de part et d'autre de la fente (2). La mésostase est riche en ankérite. Lumière polarisée.

Photo 8 : Albitite : fentes de tension à cristaux d'albite et de quartz étirés (1). Cette fente est interrompue au niveau d'un grand cristal d'albite (2). Lumière polarisée.

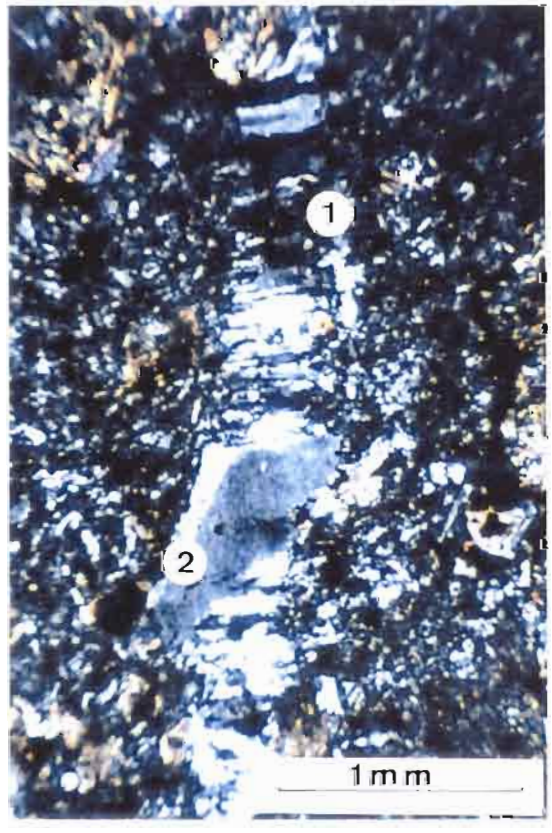


5

6



7

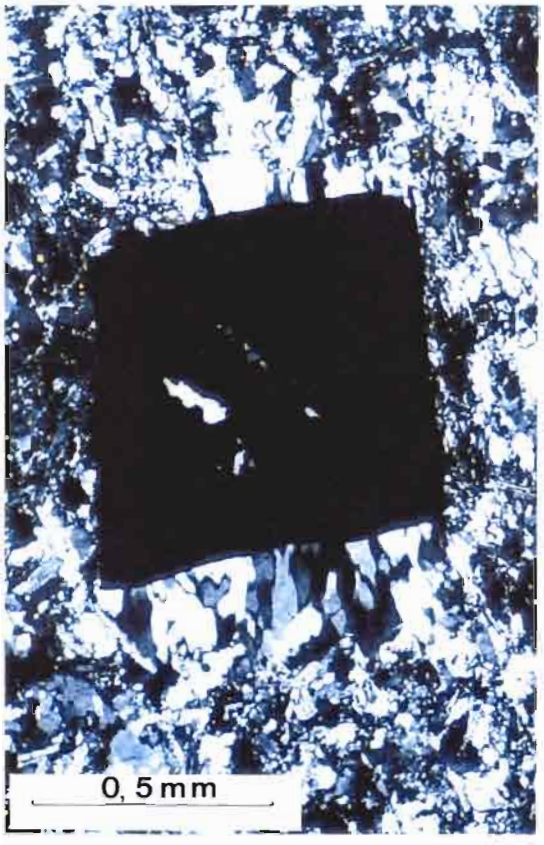


8

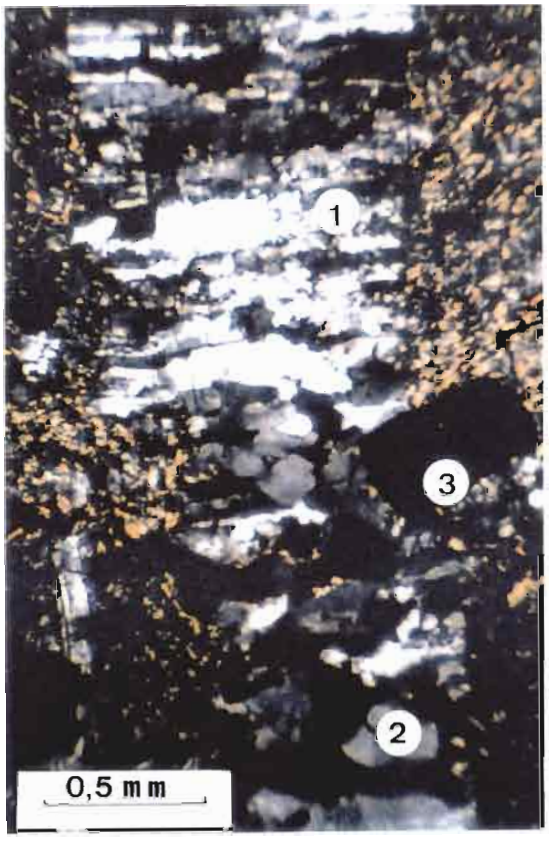
Photo 9 : Albitite : développement de zone d'ombre de pression de part et d'autre d'un cube de pyrite incluant de l'albite et de la chlorite. les fibres de la zone d'ombre de pression sont constituées de quartz (surtout) et d'ablite. Lumière polarisée.

Photo 10 : Albitite : fentes de tension à cristaux d'albite et de quartz étirés (1) passant à une fente à cristaux d'albite et de quartz automorphes à subautomorphes (2). Remarquer le cristal de sulfure à cheval sur la fente et la mésostase (3). Lumière polarisée.

Photo 11 et 12 : Albitite : fentes de tension à remplissage zoné avec au contact de la mésostase un liseré de petits cristaux subautomorphes d'albite (1) puis une bande de cristaux automorphes d'albite non orientés (2) et enfin, dans la partie médiane, des cristaux xénomorphes d'albite et de quartz (3). Lumière polarisée.

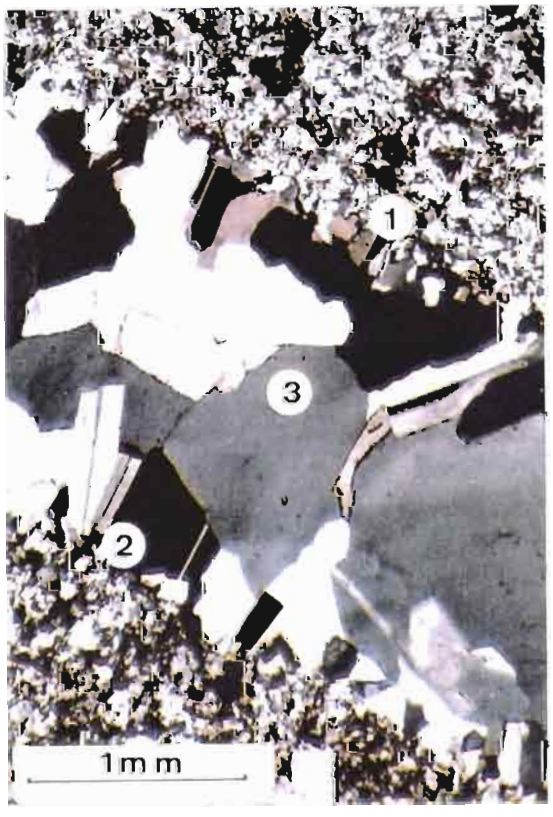


9



10

11



12

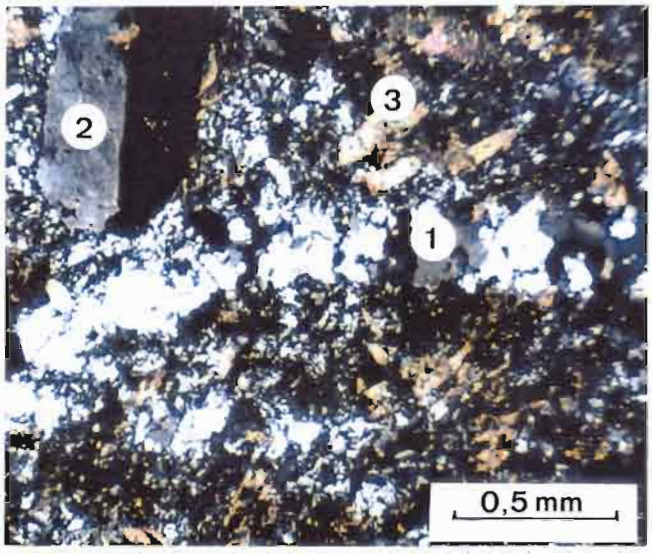
Photo 13 : Albitite : fentes de tension à remplissage de calcite (1) et de quartz. Remarquer les cubes de sulfures développés dans la mésostase mais aussi en bordure et à l'intérieur de la fente (2). Lumière polarisée.

Photo 14 : Albitite : fente à remplissage de cristaux de quartz engrenés (1). Remarquer le caractère non rectiligne de la fente ; (2) mégacristal d'albite ; (3) ankérite.

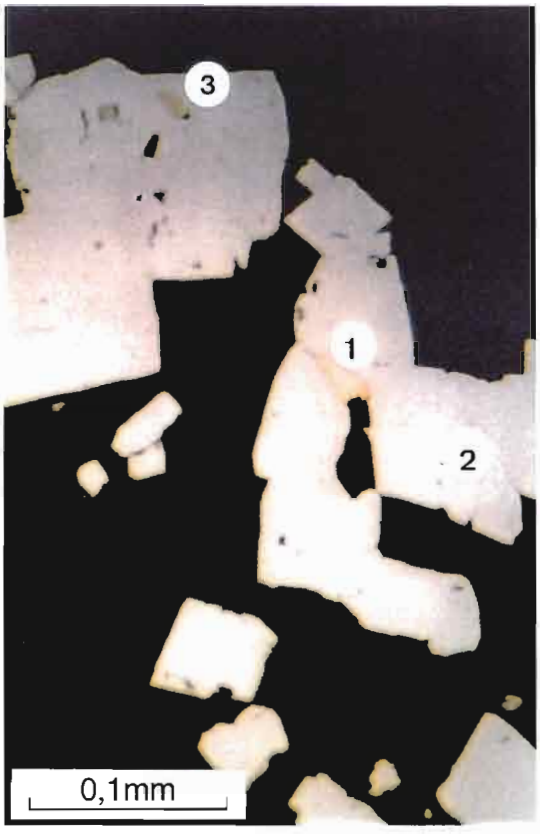
Photo 15 : Albitite : or natif (1) dans les fractures de cristaux de pyrite (2) à inclusion de pyrrhotite (3).

Photo 16 : Albitite : arsénopyriye (1) contenant des inclusions d'or natif (2).

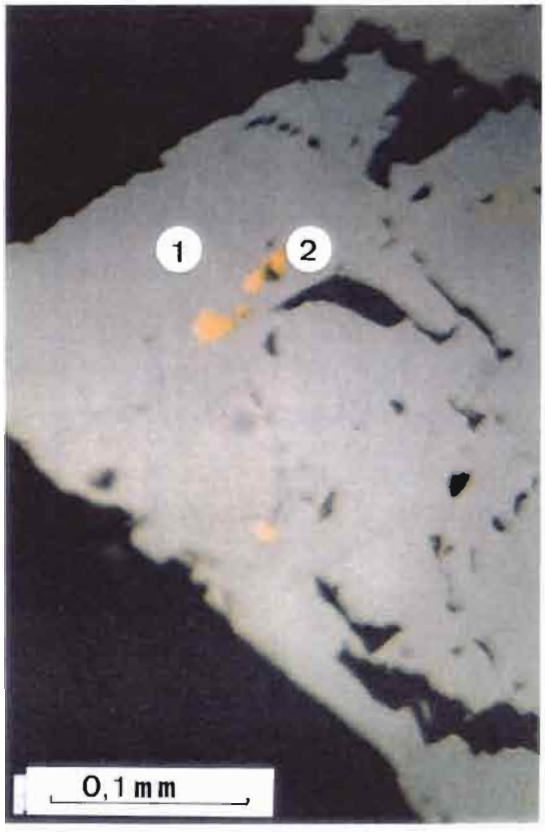
13



14



15



16

Photo 1 : Unité basse, Isaltérite cohérente ; Transformation de la muscovite (M) en kaolinite (K) et ferruginisation de la chlorite (Ch) dans une fissure ; Lumière polarisée.

Photo 2 : Unité basse, Isaltérite cohérente ; Particule d'or (Au) localisée dans une plage de goethite (Go) résultant de la transformation de sulfure ; Lumière naturelle.

Photo 3 : Unité basse, Isaltérite friable ; Mise en évidence de deux domaines plasmiques, FMI = fond matriciel à structure de roche mère conservée, FMP = fond matriciel pédoturbé, V = vide ; Lumière polarisée.

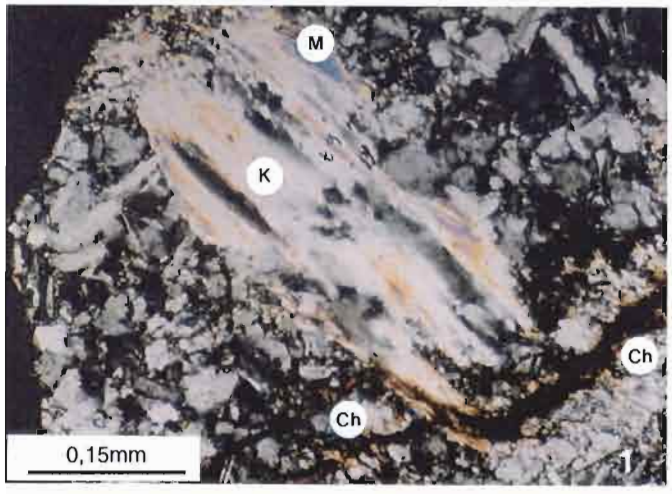
Photo 4 : Unité basse, base de la carapace ferrugineuse. Micronodules de manganèse dans une fissure ; Lumière naturelle.

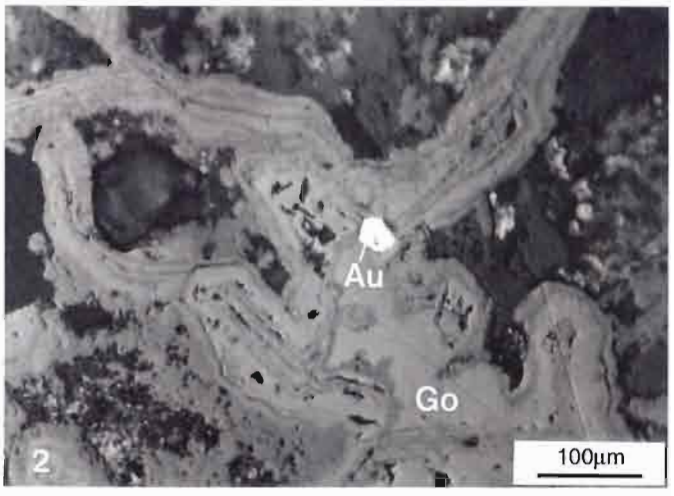
Photo 5 : Unité moyenne, carapace ferrugineuse ; Fragment cassé d'un nodule ferrugineux à cortex multiples et concentriques ; Lumière naturelle.

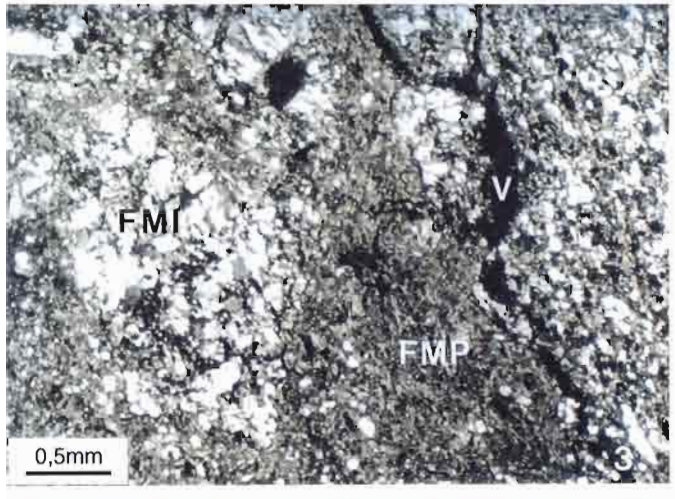
Photo 6 : Unité moyenne, cuirasse nodulaire ; Débris de bauxite montrant des pisolites de gibbsite ferruginisés de façon centripète avec des alternances d'une frange claire gibbsitique (Gi) et d'une frange rouge à sombre ferri-gibbsitane (Gi-Fe) (2). Remarquer la ferruginisation complète de certains pisolites (3). L'ensemble baigne dans une matrice constituée de boehmite, de gibbsite et d'hématite (M) ; Lumière naturelle.

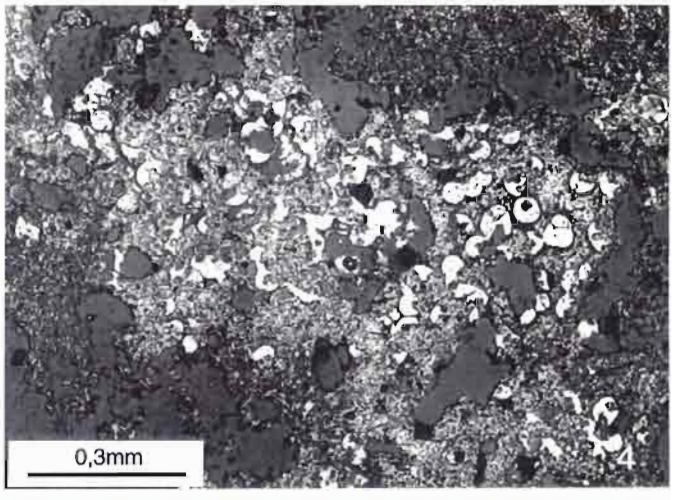
Photo 7 : Unité supérieure ; Un nodule ferrugineux de la cuirasse nodulaire, montrant une bordure dégradée par la dissolution ; Lumière naturelle.

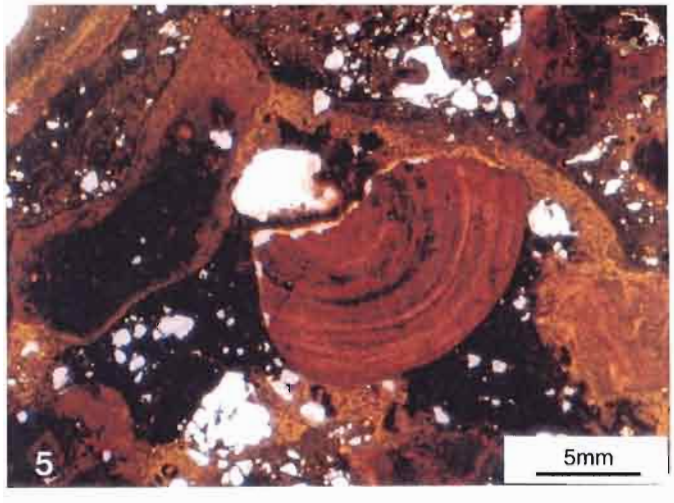
Photo 8 : Unité supérieure, cuirasse alvéolaire ; un nodule fortement dégradé se résumant en une tache noirâtre (1), dans la matrice argilo-ferrugineuse (2). Remarquer la prépondérance des débris de quartz dans la matrice ; Lumière naturelle.

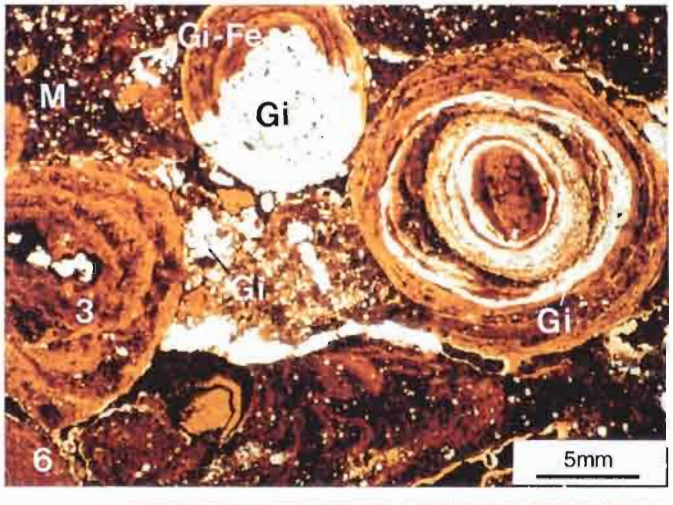

M
K
Ch
Ch
0,15mm
1


Au
Go
2
100µm


FMI
V
FMP
0,5mm
3


0,3mm
4


5
5mm


Gi-Fe
M
Gi
Gi
3
Gi
6
5mm

2mm
7

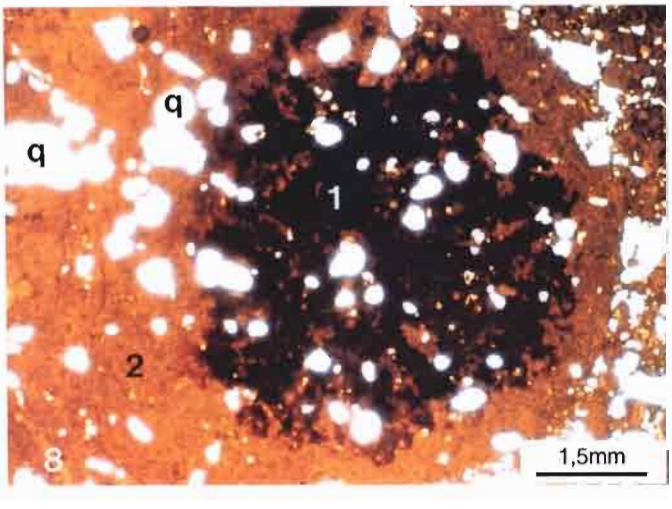

q
q
1
2
8
1,5mm

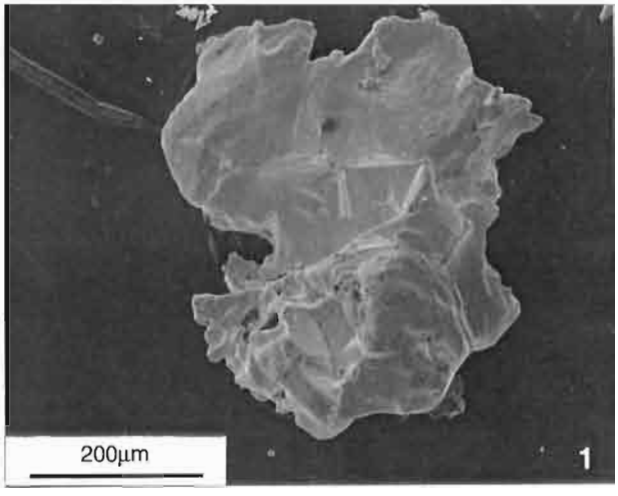
Photo 1 : Unité basse, Isaltérite friable ; Particule d'or à surface lisse et à arêtes localement conservées.

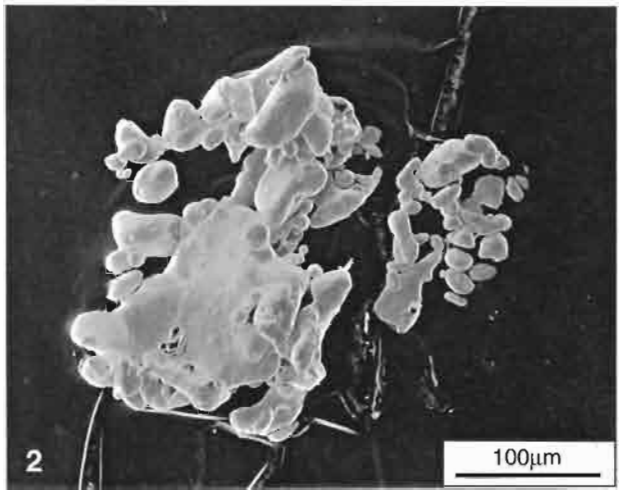
Photo 2 : Unité basse, Isaltérite friable ; Particules d'or en agrégat.

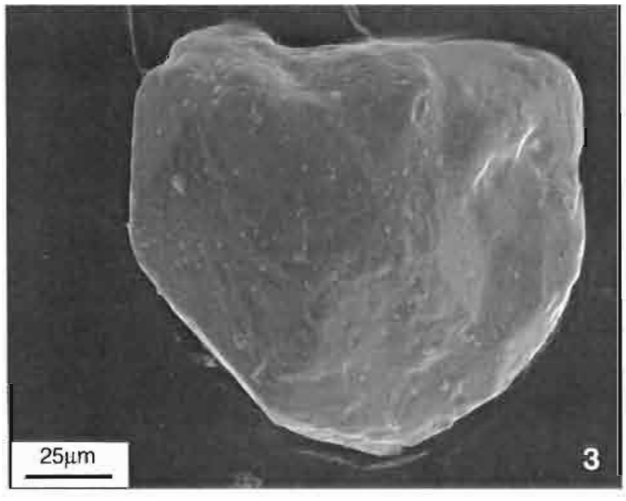
Photo 3 : Unité basse, Isaltérite friable ; Particule d'or à surface lisse, de forme sub-arrondie. Remarquer la ressemblance morphologique avec les individus des agrégats de la photo 2.

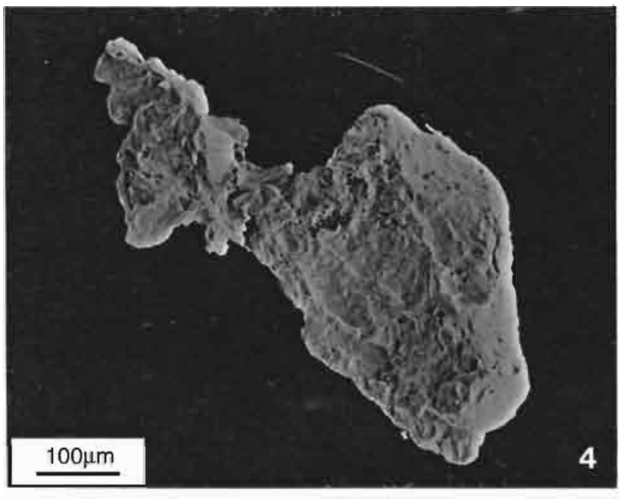
Photo 4 : Unité basse, Isaltérite friable ; Particule d'or massive, à surface rugueuse, sans arêtes conservées.

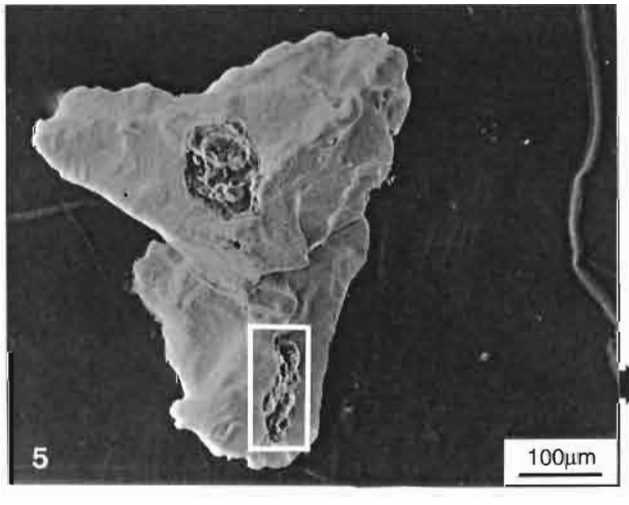
Photo 5 et 6 : Unité basse, Isaltérite friable ; Particule d'or montrant un golfe de corrosion et des cavités de dissolution à proximité desquelles se trouvent de l'or secondaire sous forme de plaquettes.


200µm
1


2
100µm


25µm
3


100µm
4


5
100µm

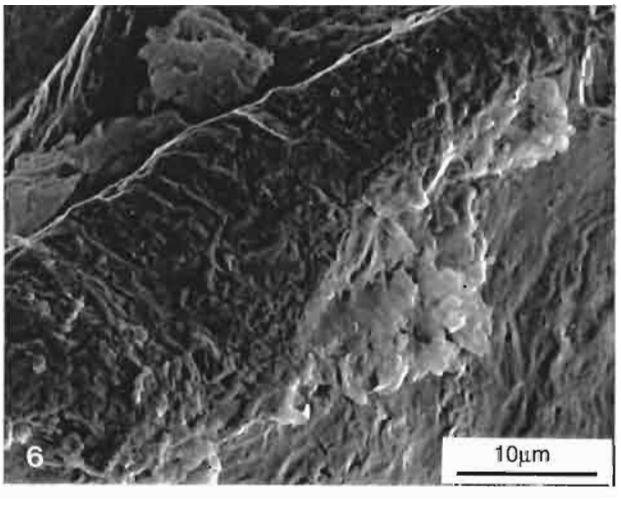

6
10µm

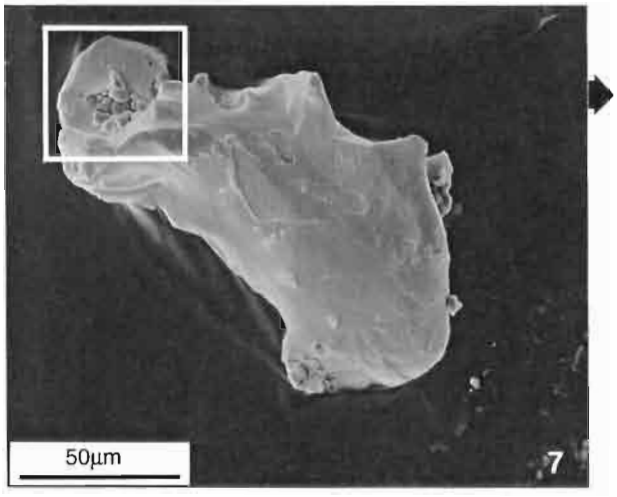
Photo 7 et 8 : Unité basse, Isaltérite friable ; Particule d'or primaire (Au 1) montrant dans un golfe de corrosion des sphérules micrométriques d'or secondaire (Au 2) associées à des nodules de goethite.

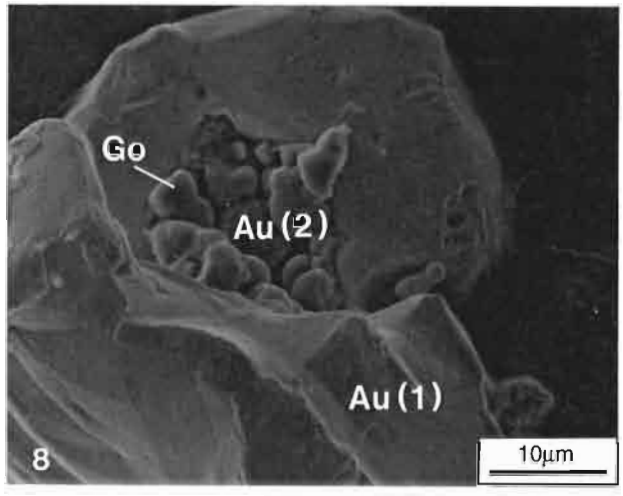
Photo 9 : Unité basse, Isaltérite friable ; Sphérules et botroïdes d'or secondaire (Au 2) en association aux oxy-hydroxydes de manganèse dans un golfe de corrosion

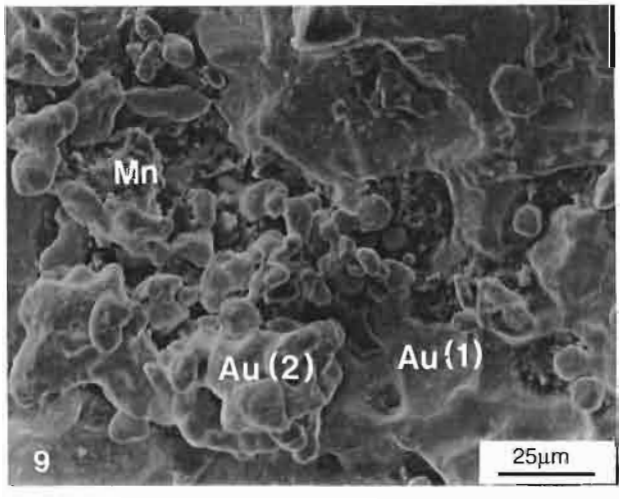
Photo 10 : Unité basse, Isaltérite friable ; Sphérules et chapelets d'or secondaire (Au 2) disposés à la surface d'une particule d'or primaire (Au 1) ; Voir aussi les spectres illustrant la différence de teneur en argent dans les deux générations d'or.

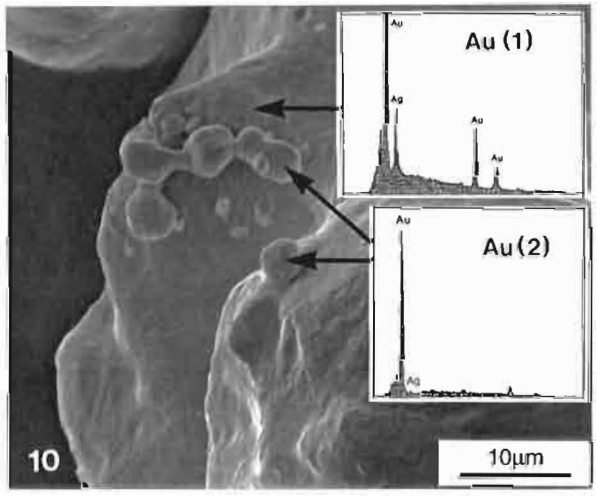
Photo 11 : Unité basse, Isaltérite friable ; Lamelle d'or secondaire (Au 2) précipité tardivement à la surface d'un cristal de gibbsite (Gi). Remarquer l'aspect feuilleté de la gibbsite rendant compte de la possibilité de pseudomorphose de la muscovite.

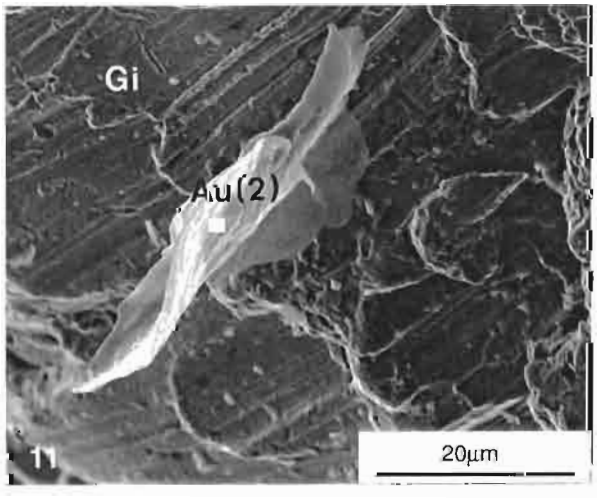
Photo 12 : Unité basse, Isaltérite friable ; Bourgeon d'or secondaire (Au 2) à la surface d'une particule primaire (Au 1).


50µm
7


Go
Au(2)
Au(1)
8
10µm


Mn
Au(2)
Au(1)
9
25µm


Au (1)
Au(2)
10
10µm


Gi
Au(2)
11
20µm

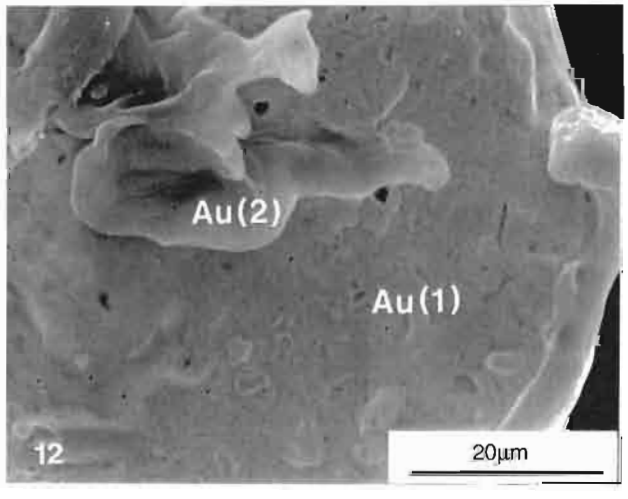
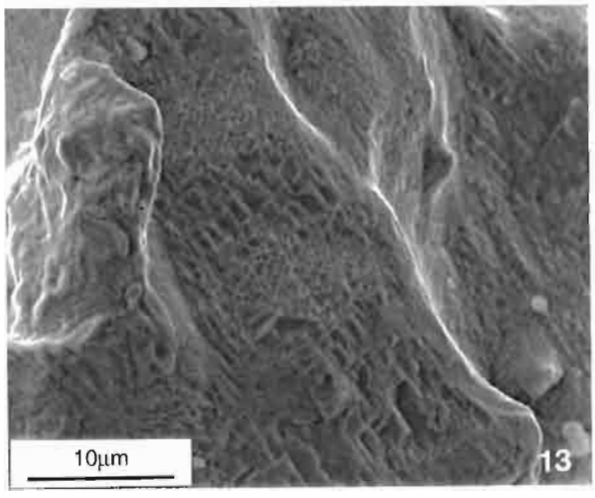

Au(2)
Au(1)
12
20µm

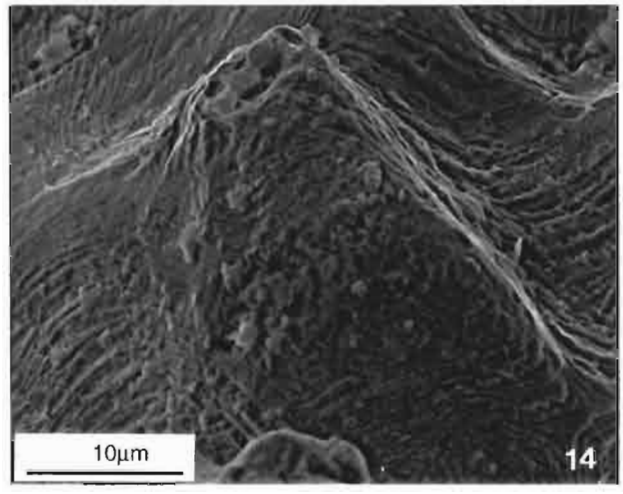
Photo 13 : Unité basse, Isaltérite friable ; Empreintes cristallographiques à la surface d'une particules d'or.

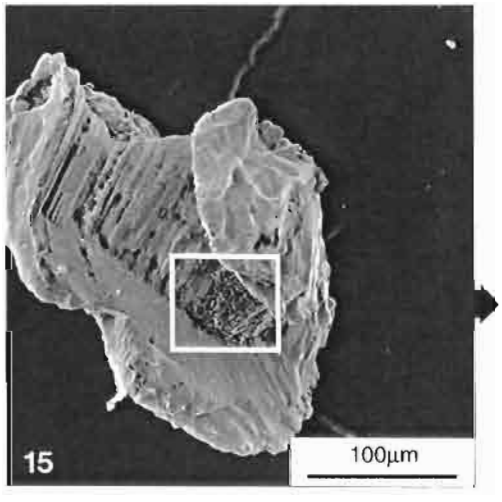
Photo 14, 15, 16 : Unité basse, Isaltérite friable ; Stries de croissance préférentiellement reprises par la dissolution.

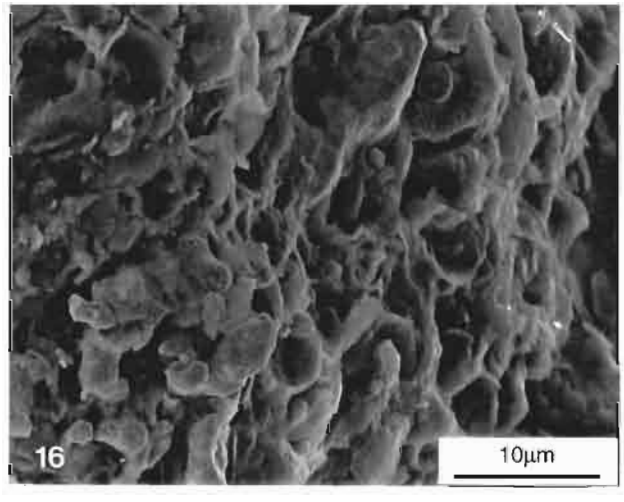
Photo 17 : Unité basse, Isaltérite friable ; Contact entre l'or (Au) et le quart (q), avec localement, une forme d'or secondaire en bourgeon (Au 2).

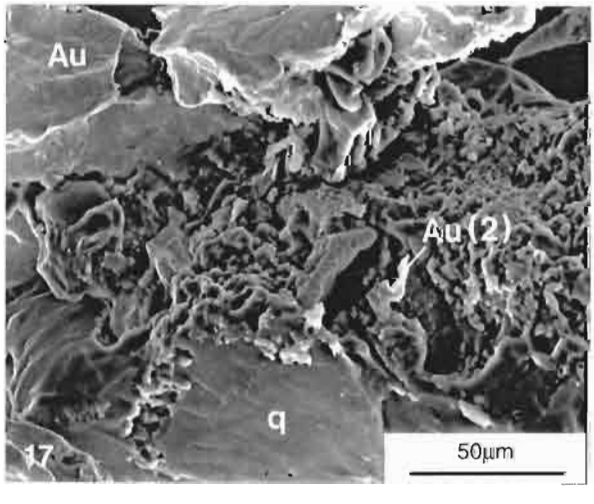
Photo 18 : Unité basse, Isaltérite friable ; Particule d'or restée accolée à la pyrite.


10µm
13


10µm
14


15
100µm


16
10µm


Au
Au(2)
q
17
50µm

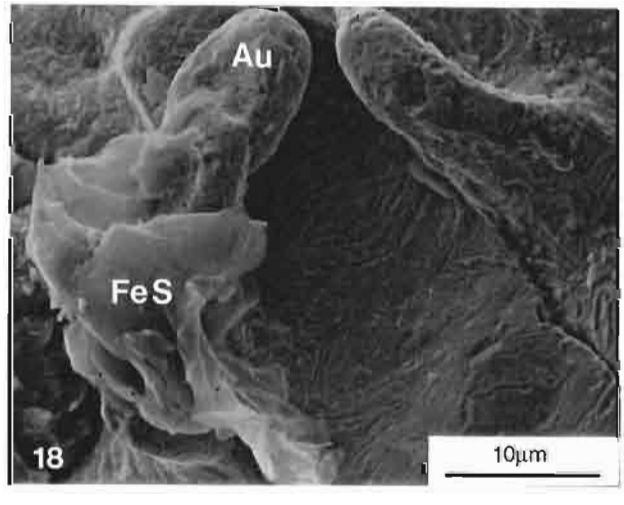
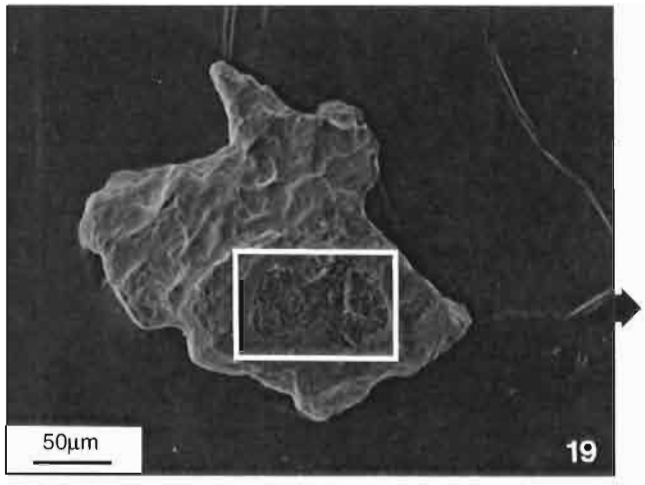

Au
FeS
18
10µm

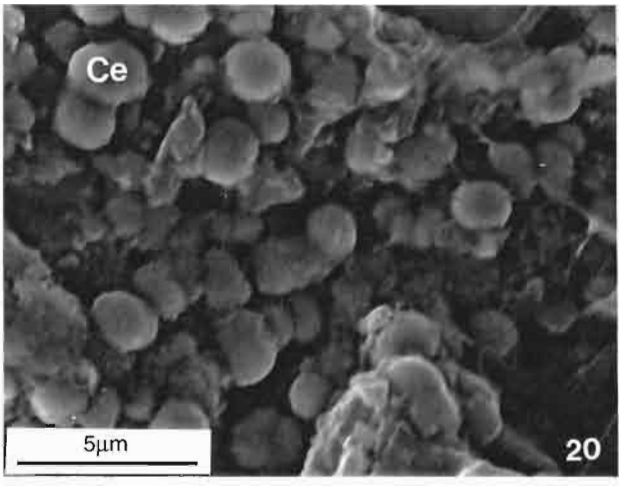
Photo 19 et 20 : Unité basse, Isaltérite friable ; Micronodules de cérium (cérianite ?) dans un golfe de corrosion contenant aussi du manganèse.

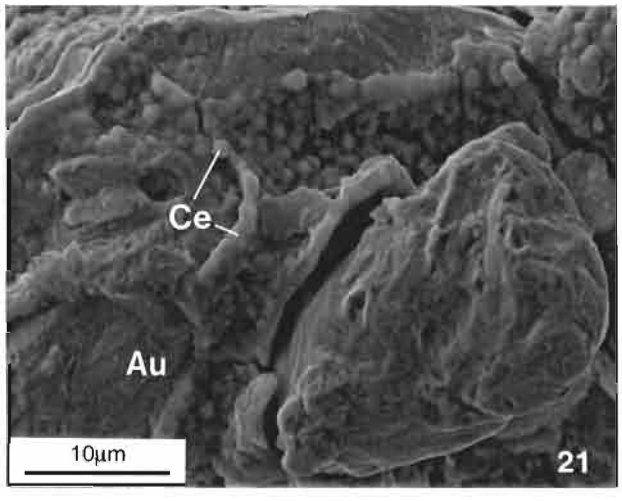
22 : spectre EDS réalisé sur l'un des nodules

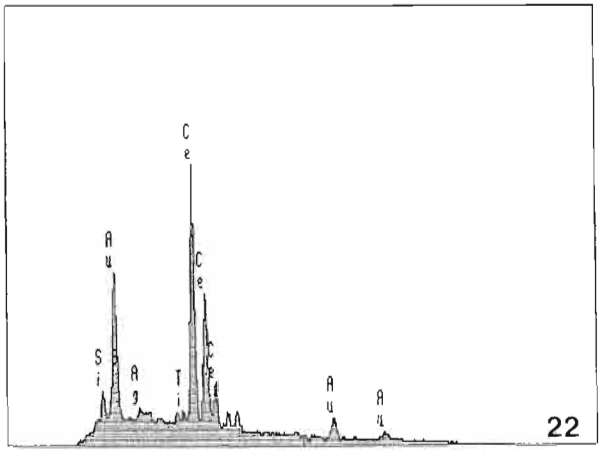
Photo 21 : Unité basse, Isaltérite friable ; Placage de cérium (cérianite ?) à la surface d'une particule d'or et dans le golfe voisin.

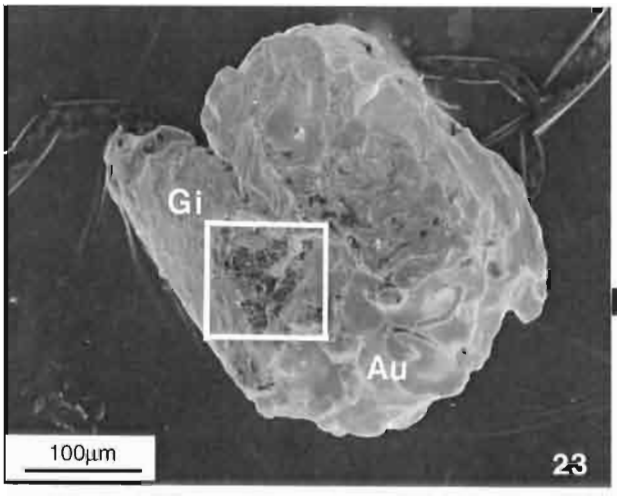
Photo 23 et 24 : Unité basse, Isaltérite friable ; Association de l'or avec la gibbsite.


50µm
19


Ce
5µm
20


Ce
Au
10µm
21


22


Gi
Au
100µm
23

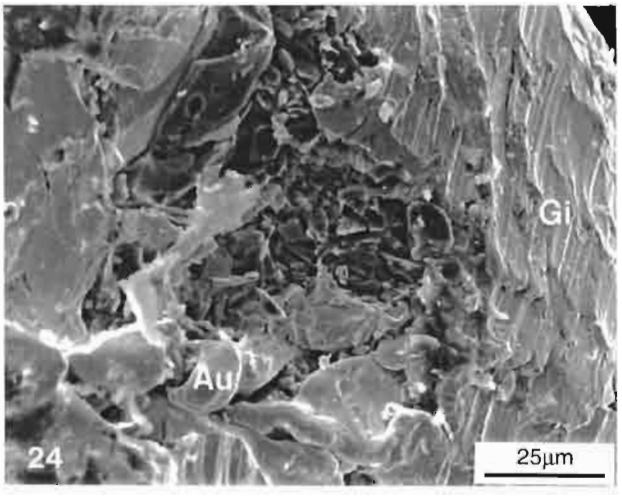

Gi
Au
24
25µm

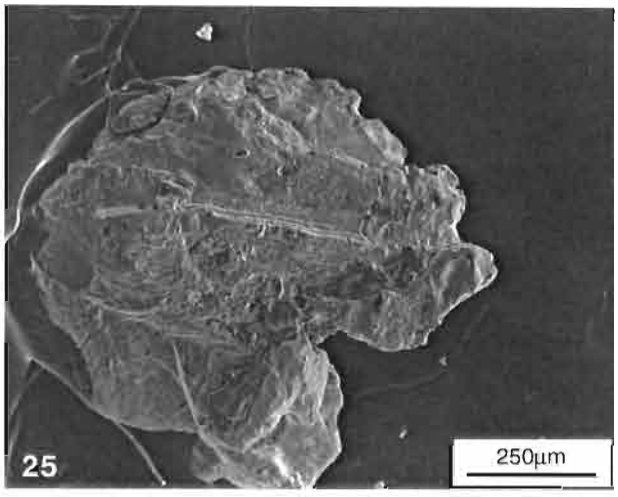
Photo 25 : Unité basse, Carapace ferrugineuse ; Particule d'or à contour irrégulier. La surface est marquée par la dissolution qui suit la structure cristalline de l'or. Remarquer une légère déformation du bord.

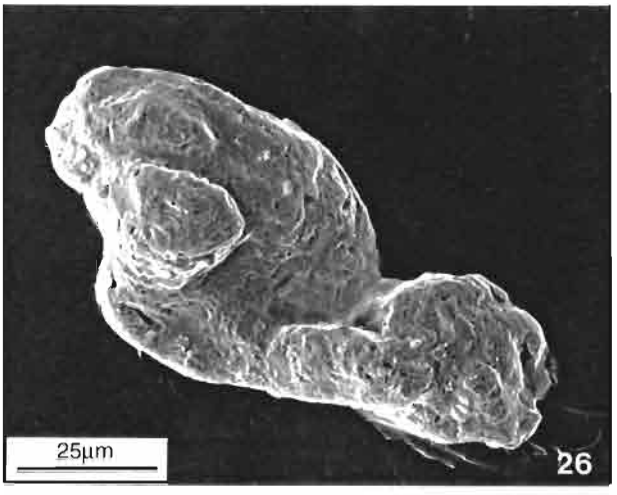
Photo 26 : Unité basse, Carapace ferrugineuse ; Particule d'or massive et émoussée.

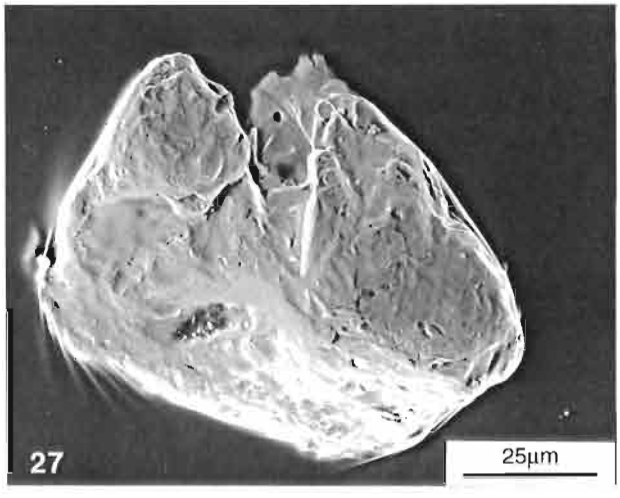
Photo 27 : Unité basse, Carapace ferrugineuse ; Particule d'or issue de la fraction nodulaire. Elle est relativement mieux conservée.

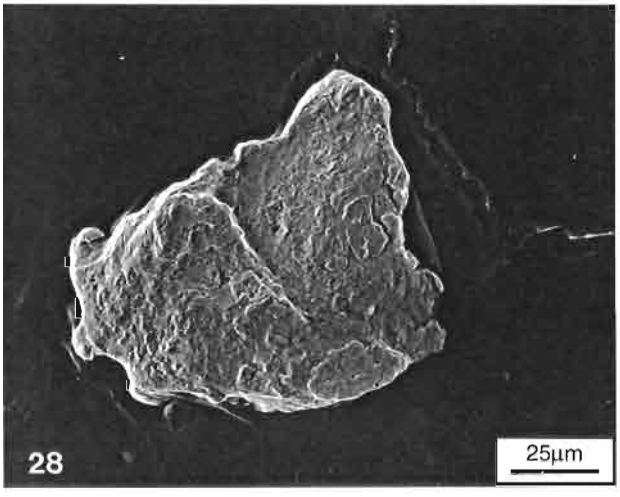
Photo 28 : Unité basse, horizon meuble de recouvrement ; Particule d'or à surface rugueuse ponctuée d'empreintes de minéraux accompagnateurs. Sa bordure est localement repliée

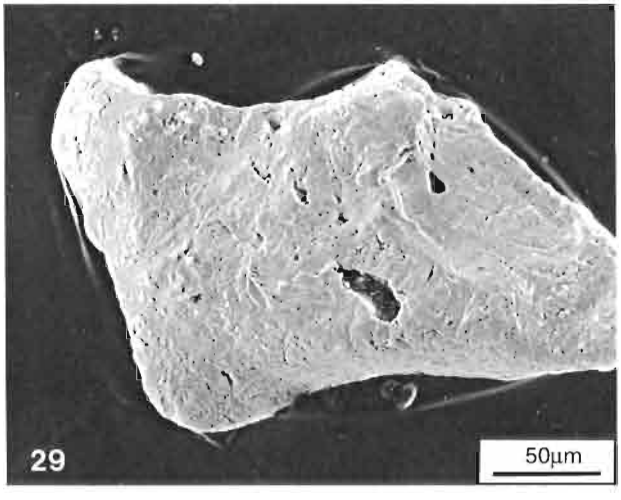
Photo 29 et 30 : Unité basse, horizon meuble de recouvrement ; Particule d'or bien émoussée montrant une surface affectée par des cavités de dissolution consistant en des canalicules parallèles.


25
250µm


25µm
26


27
25µm


28
25µm


29
50µm

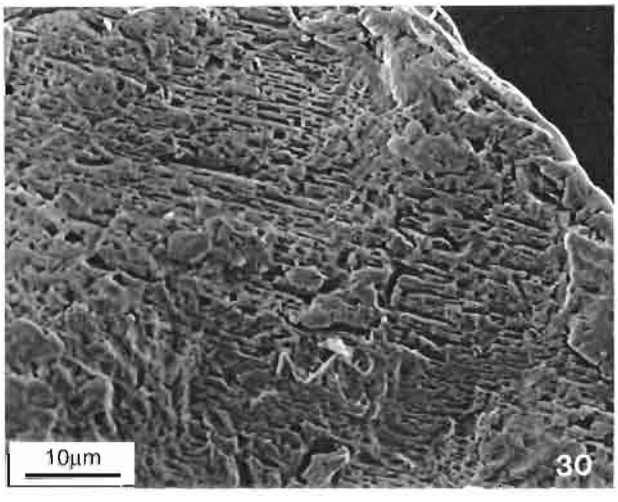
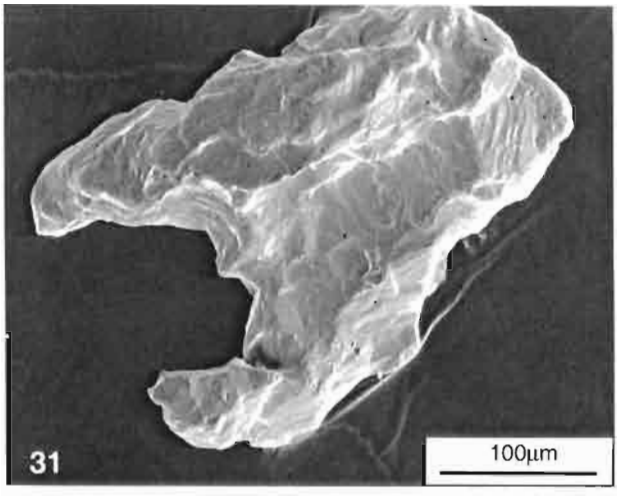

10µm
30

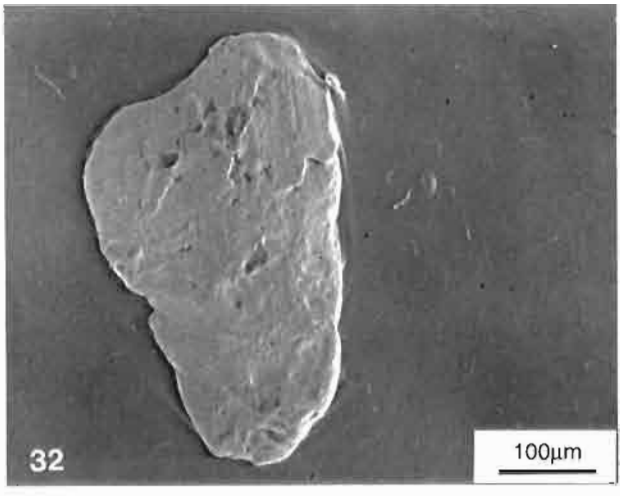
Photo 31 : Unité basse, halo de dispersion, **profil à 25 m** de l'axe minéralisé ; Particule d'or issue de l'isaltérite friable. Les caractéristiques primaires sont bien préservées, absence de dissolution, et de marques de déformation.

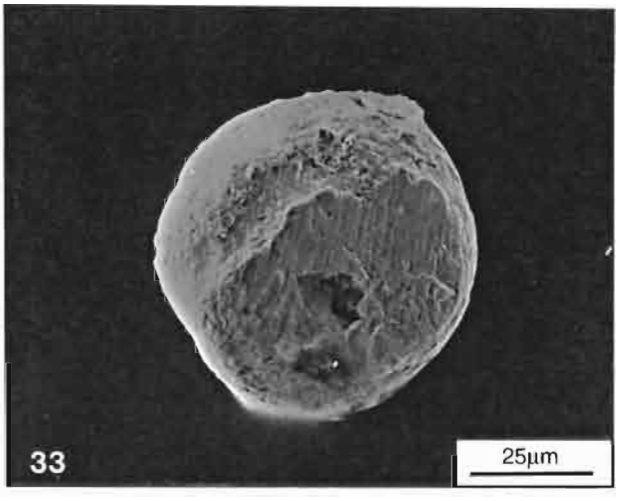
Photo 32 : Unité basse, halo de dispersion, **profil à 25 m** de l'axe minéralisé ; Particule d'or provenant de la carapace ferrugineuse. Elle est bien émoussée et présente localement des stries mécaniques.

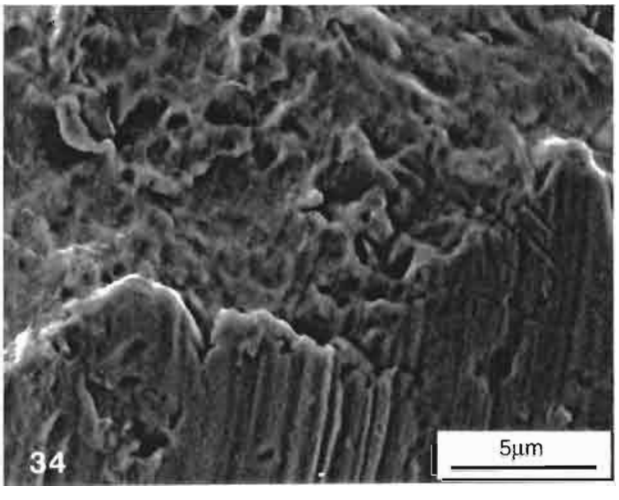
Photo 33 et 34 : Unité basse, halo de dispersion, **profil à 25 m** de l'axe minéralisé ; Particule d'or sphérique issue de la carapace ferrugineuse. Fortement dissoute, elle présente des stries mécaniques. Remarquer la postériorité des stries par rapport à la dissolution.

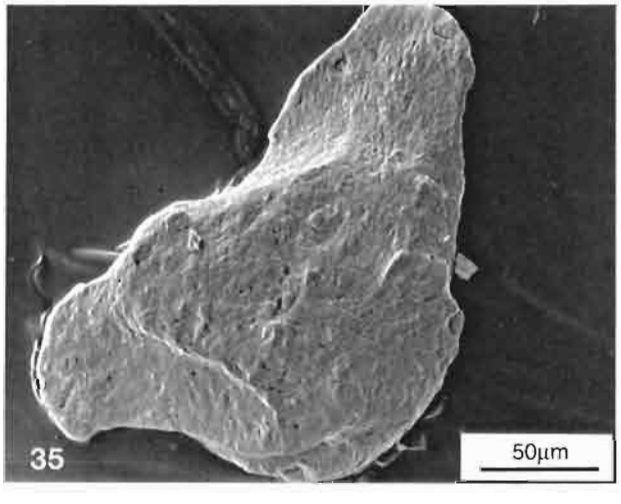
Photo 35 et 36 : Unité basse, halo de dispersion, **profil à 25 m** de l'axe minéralisé ; Particule d'or issue de l'horizon meuble de recouvrement. Elle est émoussée et fortement dissoute.


31
100µm


32
100µm


33
25µm


34
5µm


35
50µm

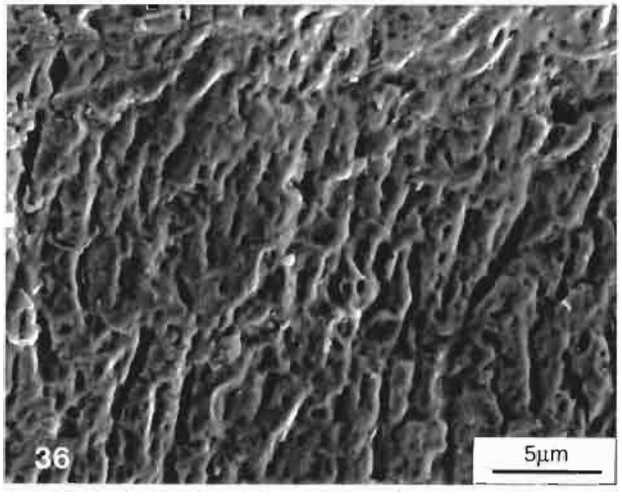
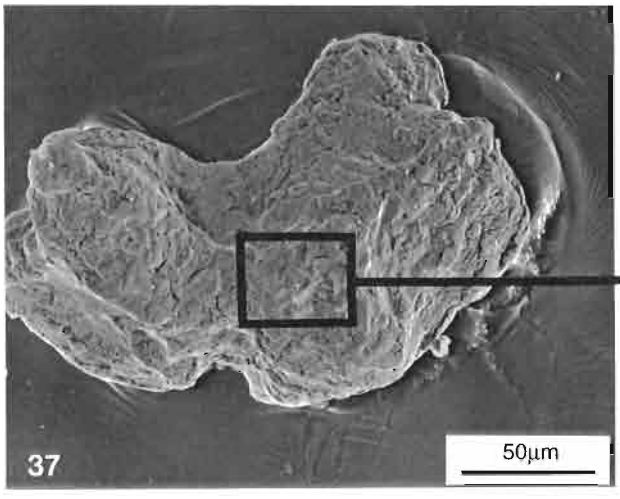

36
5µm

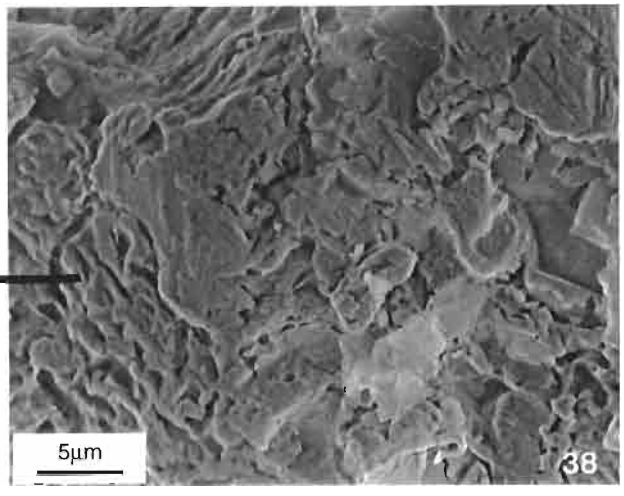
Photo 37 et 38 : Unité basse, halo de dispersion, **profil à 50 m** de l'axe minéralisé, horizon de recouvrement meuble ; Particule d'or très rugueuse à surface fortement impactée.

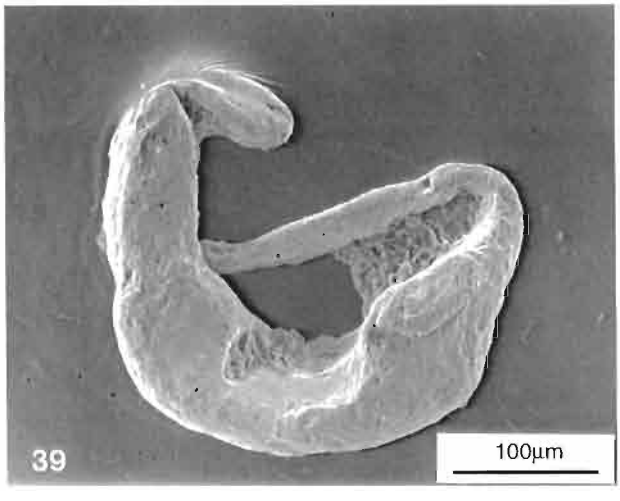
Photo 39 : Unité basse, halo de dispersion, **profil à 75 m** de l'axe minéralisé, carapace ferrugineuse : Particule d'or en sandwich.

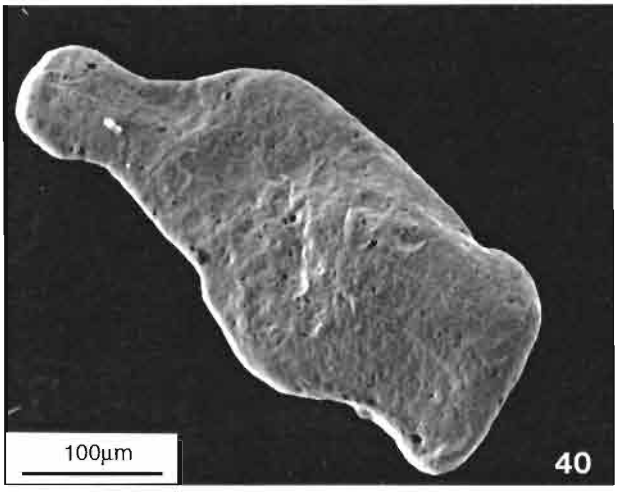
Photo 40 : Unité basse, halo de dispersion, **profil à 75 m** de l'axe minéralisé, horizon meuble de recouvrement. particule d'or émoussée de forme plate.

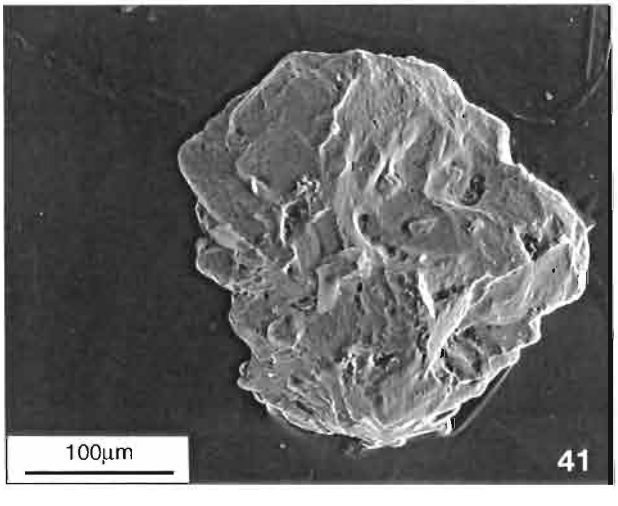
Photo 41 et 42 : Unité basse, halo de dispersion, **profil à 100 m** de l'axe minéralisé, horizon meuble de recouvrement. Comparaison entre deux types morphologiques. La première particule présente des formes cristallines encore reconnaissables.


50µm
37


5µm
38


100µm
39


100µm
40


100µm
41

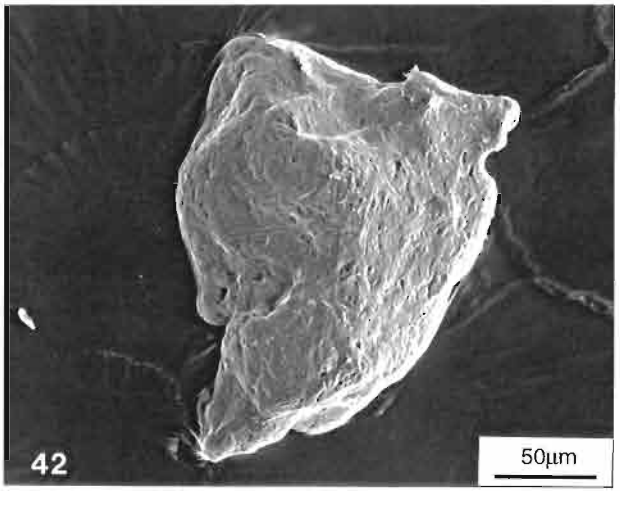

42
50µm

Photo 43 : Unité moyenne, cuirasse sommitale démantelée ; Particules d'or de forme ovoïde à bordure repliée.

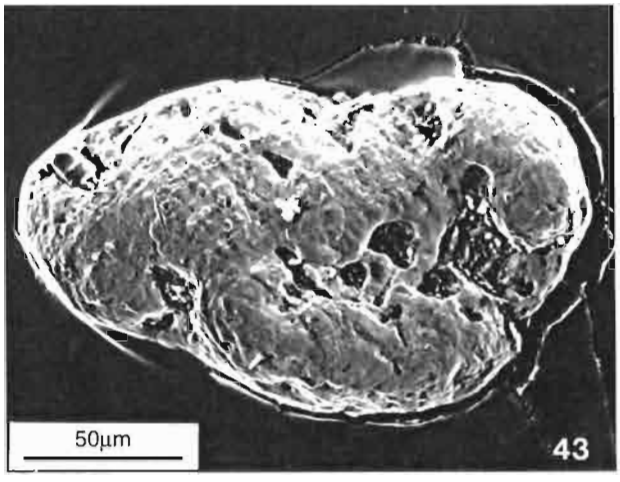
Photo 44 : Unité moyenne, cuirasse sommitale démantelée ; Particule d'or à contour irrégulier, à surface corrodée.

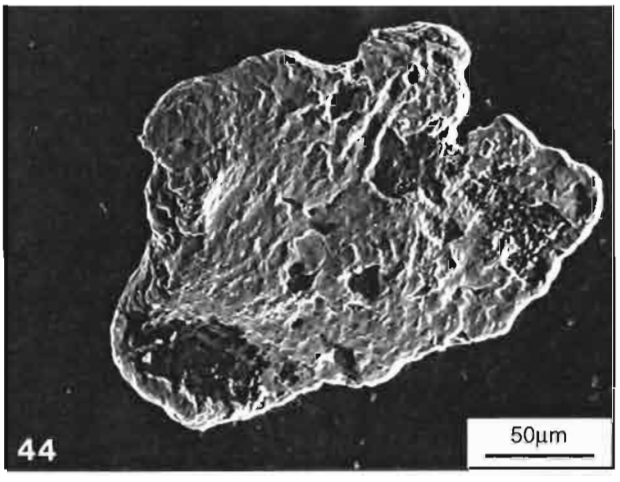
Photo 45 : Unité moyenne, carapace ; Particule d'or à caractère morphologique primaire conservé.

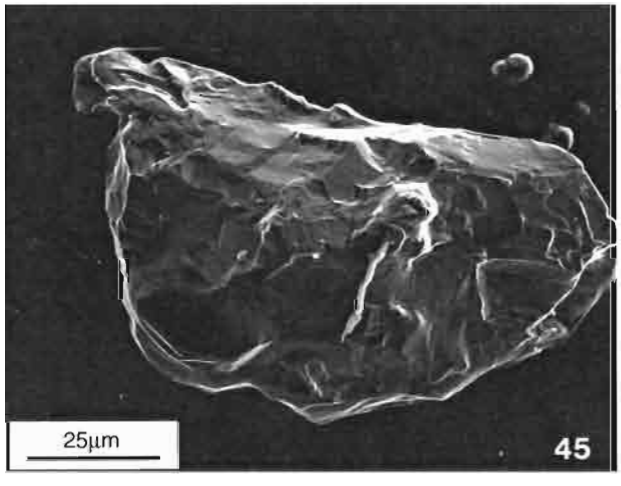
Photo 46 : Unité moyenne, carapace ; Particule d'or en agrégats unifiés

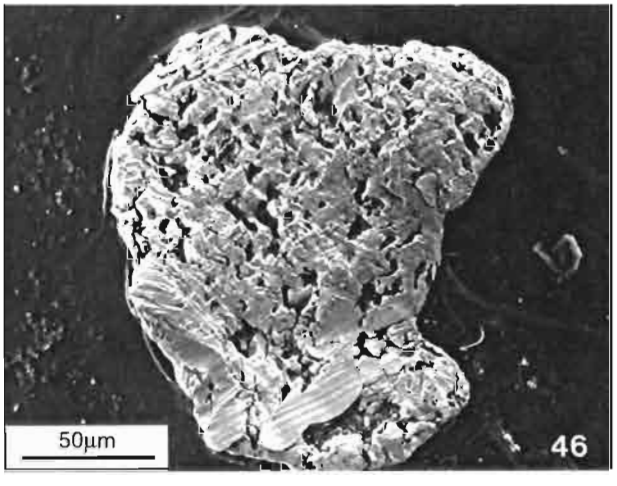
Photo 47 : Unité moyenne, cuirasse ; Particule d'or à surface très affectée par les impacts.

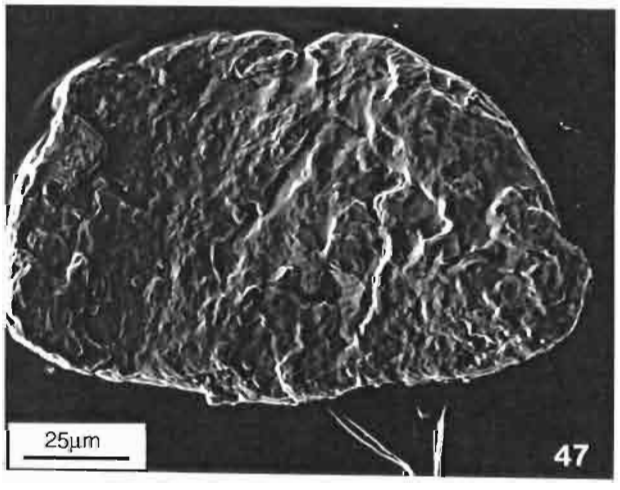
Photo 48 : Unité moyenne, cuirasse ; Particule arrondie à surface fortement corrodée, à bord repliés


50µm
43


44
50µm


25µm
45


50µm
46


25µm
47

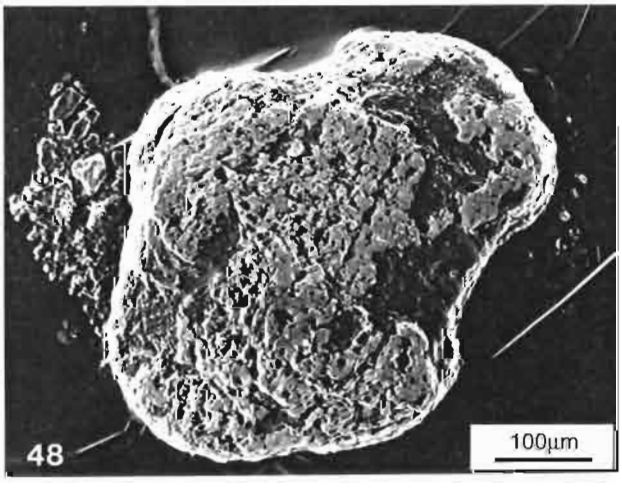
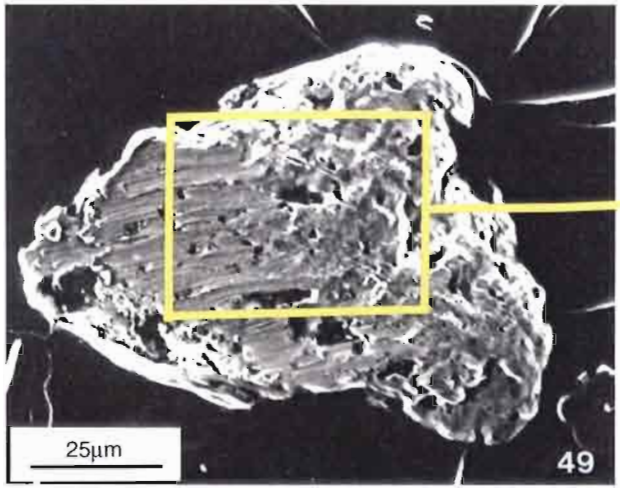
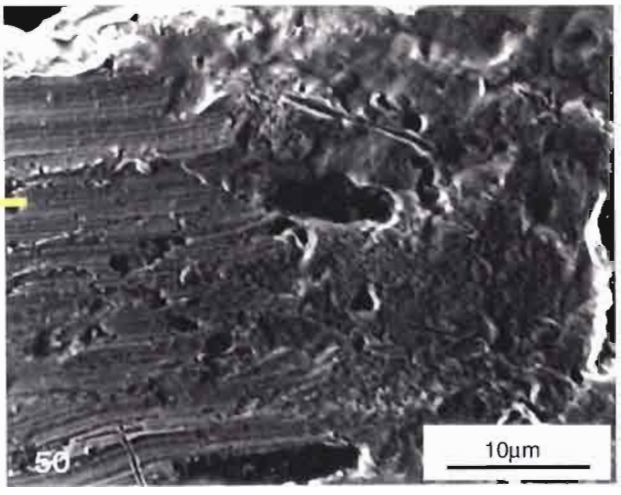

48
100µm

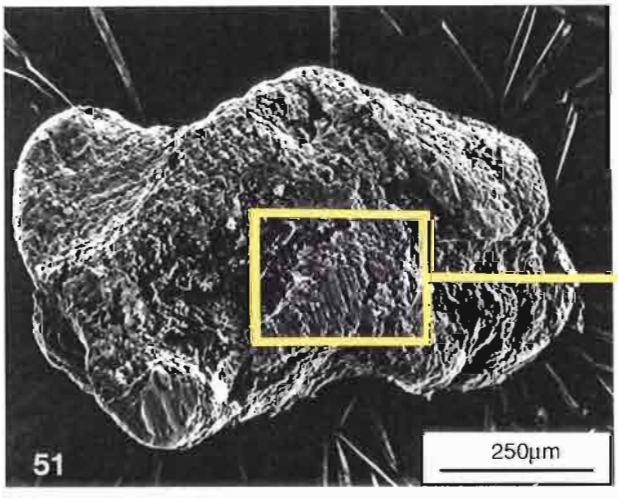
Photo 49 et 50 : Unité supérieure, Allotérite ; Particule d'or montrant des stries mécaniques auxquelles se surimposent des cavités de dissolution.

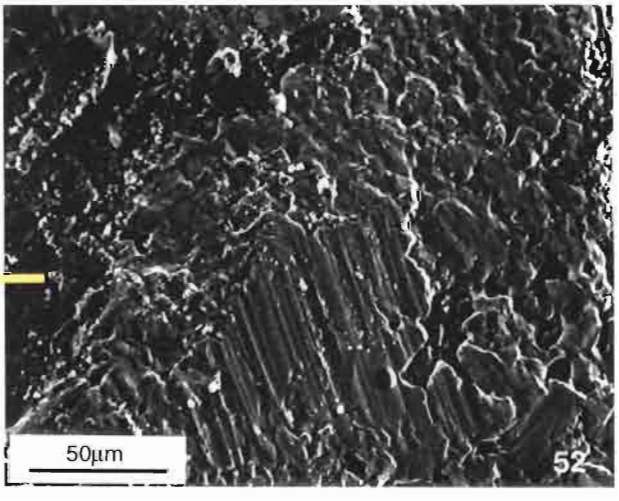
Photo 51 et 52 : Unité supérieure, cuirasse alvéolaire ; Particule d'or ovoïde, à bordure dédoublé, à surface fortement corrodée. Les stries sont postérieures à la dissolution.

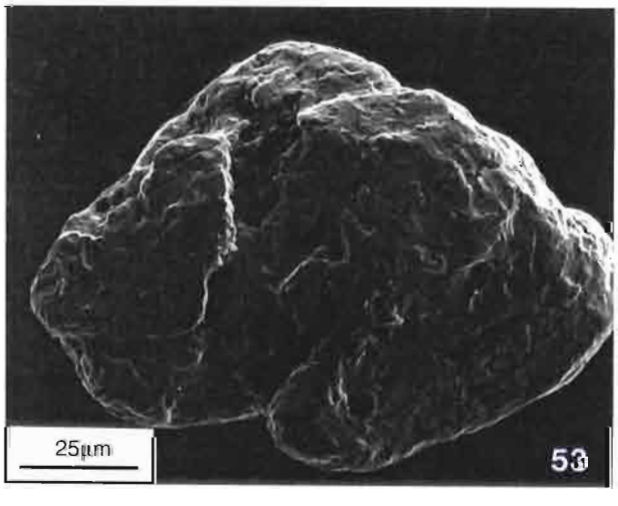
Photo 53 et 54 : Unité supérieure, cuirasse nodulaire ; Particule d'or arrondie, à bordure repliée. La surface est marquée par des successions de strie et de dissolution.


25µm
49


50
10µm


51
250µm


50µm
52


25µm
53

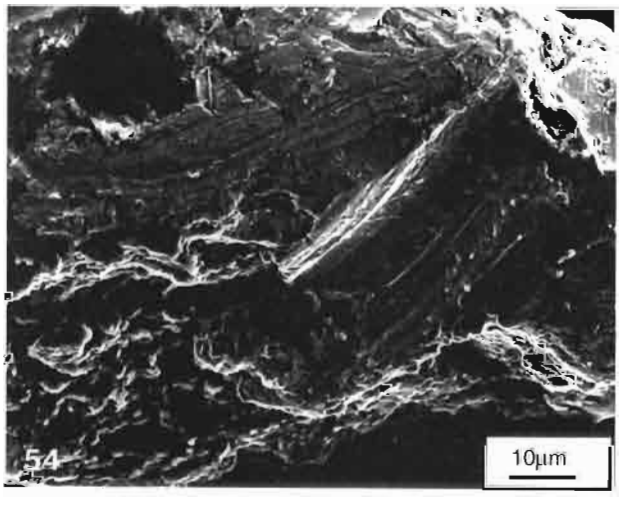
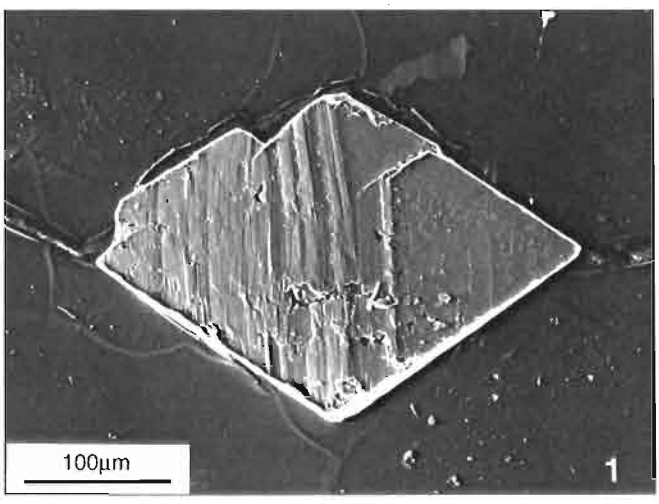

54
10µm

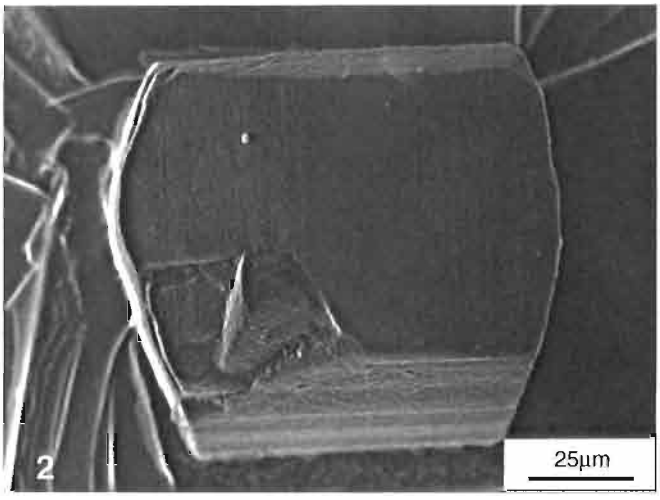
Photo 1 : Arsénopyrite **fraîche** issue de la fraction nodulaire de la **carapace** de l'unité basse (voir aussi le spectre EDS A).

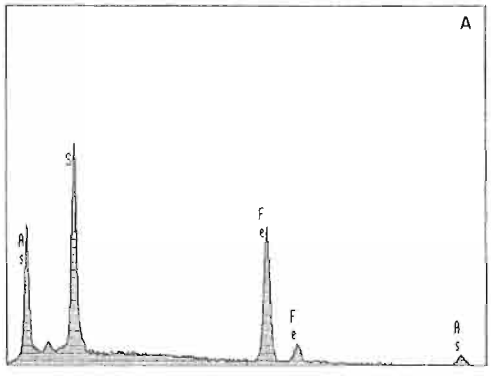
Photo 2 : Pyrite **fraîche** issue de la matrice friable de la **cuirasse** nodulaire de l'unité supérieure (voir aussi le spectre EDS B).

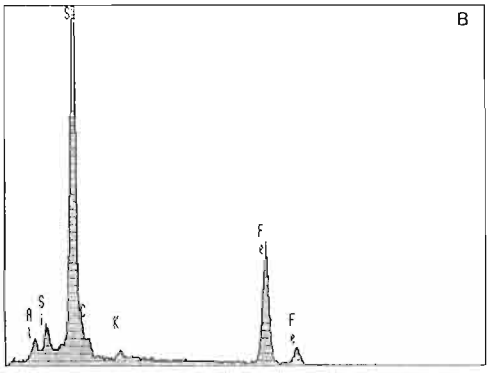
Photo 3 : Sulfure pseudomorphosé par la goethite dans la carapace de l'unité basse. Remarquer la conservation du caractère automorphe.

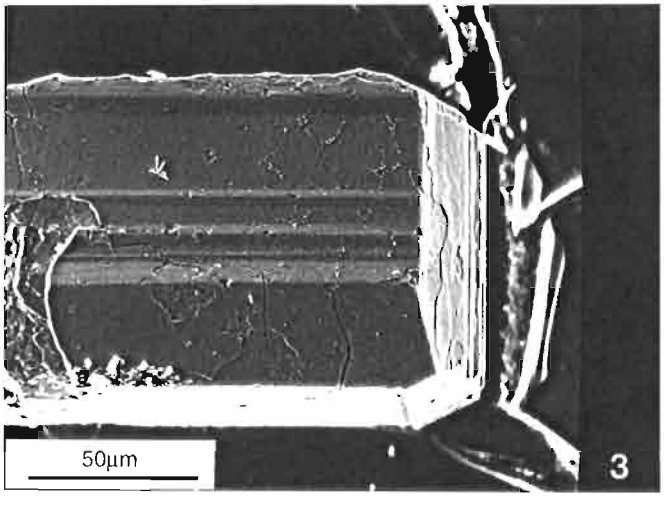
Photo 4 : Détail de la photo 3 avec un état de surface consistant en de multiples micronodules de goethite. Localement, subsistent des traces de soufre (voir spectre EDS C).

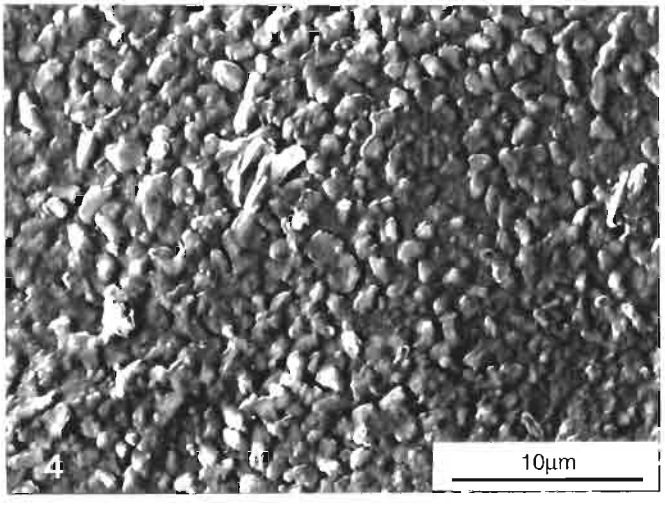

100µm
1

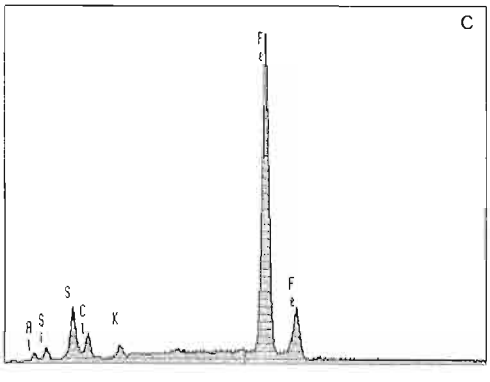

2
25µm


A


B


50µm
3


4
10µm


C