

Un modèle d'altération météorique en zone équatoriale humide : les profils développés sur le gneiss d'Ovala (Gabon)

Ambroise EDOU MINKO ⁽¹⁾, Jean-Jacques TRESQUES ⁽²⁾

Résumé : Dans le secteur d'Ovala (Gabon), l'étude pétrologique et le calcul des bilans géochimiques des profils d'altération développés sur une roche mère gneissique (quartz, andésine, muscovite) ont permis de proposer un modèle de l'altération de ces roches, grâce à la convergence des deux approches. Le manteau d'altération comprend une succession verticale, classique en zone équatoriale : altérites — ensemble nodulaire (stone line) — ensemble meuble argilo-sableux de surface. Ce profil est pour l'essentiel autochtone, développé in situ, avec lithodépendance quasi verticale des ensembles supérieurs. Les pertes de matière se font d'abord par étape dans les ensembles d'altérites, à la base des profils, suivant la nature des minéraux primaires, et se traduisent par une véritable fonte géochimique du matériel parental avec développement d'une porosité élevée; elles indiquent ensuite l'effondrement des structures lithologiques. Parallèlement, un front de goethitisation progresse vers le bas des profils, et correspond à une accumulation de fer dont la source est extérieure aux profils actuels. Cette ferruginisation relaie dans le temps une phase d'hématitisation antérieure, contemporaine de conditions climatiques différentes de celles qui prévalent aujourd'hui.

Mots-clés : Latérite - Modèle - Pétrologie - Bilan - Gabon.

Abstract : A model for weathering in a humid equatorial region: development of alteration profiles on gneiss from Ovala (Gabon). A petrological study and calculations of geochemical balances for weathering profiles developed on a gneissic parent rock (quartz, andesine, muscovite) has been conducted in the region of Ovala (Gabon). The simultaneous use of these two converging methods leads to the proposal of a model for weathering. The alteration mantle is consisting in a vertical succession of weathered rocks — stone line — superficial sandy-clayed level, typical for equatorial regions. This profile is essentially autochthonous, in situ developed, with a straight correlation between the bedrock and the mineralogy of the superior units. Stepwise losses of matter first occur in the saprolites, at the bottom of the profiles, according to the nature of the primary minerals. They are characterized by a pronounced geochemical melting of the parental substances, accompanied by the development of high porosity, and are followed by the destruction of the lithological structures. In the same time, a front of goethite formation progresses towards the bottom of the profiles, corresponding to an accumulation of iron of which the original source is external to the present profiles. Such a ferruginization follows in time an anterior phase of hematitization which is indicative of a period of different climatic conditions compared to the present.

Key words : Laterite - Model - Petrology - Balance - Gabon.

(1) Département de Géologie, USTM, BP 901, Franceville, Gabon.

(2) Laboratoire de Pétrologie de la surface, URA 721 du CNRS, université de Poitiers, 86022 Poitiers cedex France.

Resumen : Un modelo de alteración meteórica en zona ecuatorial : los perfiles desarrollados sobre los gneises de Ovala (Gabon). En el sector de Ovala (Gabon), estudios petrológicos y balances geodinámicos de los perfiles de alteración, desarrollados sobre una roca madre gneisica (cuarzo, andesina, muscovita), han permitido proponer un modelo de alteración de dichas rocas mediante dos vías de investigación concurrentes. El manto de alteración comprende una sucesión vertical, clásico en zona ecuatorial : alteritas — stone line — conjunto blando arcillo-arenoso de la superficie. Este perfil es esencialmente autoctono, desarrollado in situ, con una litodependencia casi vertical de los conjuntos superiores. Las pérdidas de materia se realizan primero por etapas en los conjuntos de alteritas, en base a los perfiles y en función de la naturaleza de los minerales primarios. Todo ello se traduce en una verdadera amalgama geoquímica de material parental con desarrollo de una porosidad elevada. Estas pérdidas indican posteriormente la destrucción de estructuras litológicas. Al mismo tiempo, un frente de geotización progresa hacia las partes bajas de los perfiles, esto corresponde a una acumulación de hierro cuya fuente no depende de los perfiles actuales. Esta ferrificación viene como relevo de una fase de hematitización anterior, contemporánea de condiciones climáticas diferentes de las que prevalecen actualmente.

Palabras claves : Laterita - Modelo - Petrología - Bilan - Gabon.

INTRODUCTION

Le secteur d'Ovala se situe au sud du Gabon, sur la bordure ouest du massif du Chaillu. Cette région est soumise à un climat équatorial humide. La végétation très dense est une forêt équatoriale sempervirente. Le relief d'altitude moyenne de 800 m est formé d'une multitude de collines en forme de demi-orange.

Le substrat géologique de cette région, daté de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur, est très varié et comprend des granitoïdes, des amphibolites et des formations volcano-sédimentaires métamorphisées (CAEN-VACHETTE *et al.*, 1988). Dans ce dernier ensemble, dont l'altération est étudiée ici, les termes métasédimentaires sont constitués de micaschistes à muscovite et de gneiss à staurotide et disthène, les termes métavolcaniques correspondant à des enclaves de méta-basites et méta-ultrabasites.

Cinq profils d'altération (S17, S1, S2, S3 et S4) de la toposéquence d'Ovala ont été étudiés. Le profil S17 sur sondage carotté est situé à l'interfluve, à une altitude de 880 m. Les profils S1, S2, S3 et S4 sur puits d'homme, implantés sur le versant, sont respectivement à des altitudes de 857 m, 854 m, 842 m et 820 m. Les profils d'altération de la toposéquence d'Ovala, implantés sur une roche mère gneissique, sont constitués de trois ensembles d'altération, à savoir (fig. 1) : un ensemble altéritique à la base, puis allotéritique; un ensemble à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz; un ensemble supérieur argilo-sableux. Cette trilogie d'ensembles d'altération qui caractérise les zones équatoriales humides a été observée par de

nombreux auteurs : MULLER *et al.* (1981), BOCQUIER *et al.* (1984), YONGUEFOUATEU (1986), COLIN et LECOMTE (1988), MULLER (1987), LECOMTE (1988), EDOU MINKO (1988) et BITOM (1988). Si la puissance des deux ensembles de surface (ensemble à nodules ferrugineux et ensemble supérieur argilo-sableux) reste modeste (2 mètres aux maximum), l'altérite, observée par sondage, peut atteindre 40 m de puissance. De l'amont vers l'aval de la toposéquence, il n'y a pas de variation significative de puissance de l'ensemble altérite. En revanche celle des deux ensembles supérieurs décroît régulièrement de l'amont vers l'aval : de 80 cm à 10 cm pour l'ensemble à nodules, et de 150 à 80 cm pour l'ensemble supérieur argilo-sableux.

La roche mère gneissique de la toposéquence d'Ovala présente en général une texture grano-lépidoblastique, à foliation bien marquée, presque verticale (pendage 80° vers le nord-ouest). D'un profil à l'autre, la composition minéralogique des roches mères ne diffère que par les proportions respectives des différents constituants : quartz ($50 \pm 20\%$), muscovite ($25 \pm 15\%$), plagioclase andésine ($25 \pm 15\%$), biotite plus ou moins chloritisée (3%), disthène localement abondant et staurotide. Les niveaux riches en tourmaline et en pyrite à minéralisation aurifère sont fréquents. Les minéraux accessoires sont le rutile, la pyrrhotite et la magnétite.

L'objectif de ce travail est, par une approche combinée pétrologique et géochimique, d'identifier les caractéristiques de développement de la couverture d'altération, sachant que le substrat renferme une minéralisation aurifère (KASSA MOMBO, 1984), décelée en surface par une zone anormale (EDOU MINKO,

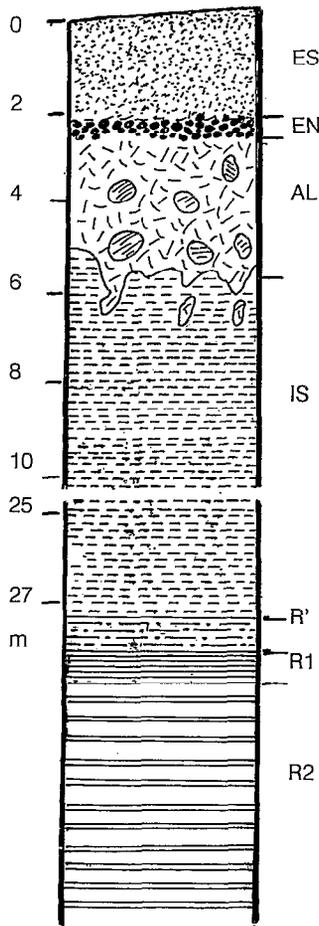


Fig. 1. — Profil d'altération du gneiss d'Ovala (sondage S17).
R : roche saine (1 : passée de micaschiste; 2 : gneiss micacé à lentilles de tourmaline); R' : roche faiblement altérée; IS : isaltérite; AL : allotérite; EN : ensemble à nodules; ES : ensemble supérieur argilo-sableux.

Weathering profiles of Ovala gneiss (sounding station S17).
R: fresh rock (1: micaschist horizon; 2: micaceous gneiss with lenses of tourmaline); R': slightly altered rock; IS: isalterite; AL: alloterite; EN: nodular unit (stone line); ES: superior unit (clays and sands).

1988). L'évolution supergène de cette minéralisation est contrôlée par l'altération de son encaissant : ce dernier point, ainsi que les applications qui peuvent en être tirées pour la prospection superficielle de l'or en milieu équatorial, ne sont pas traités ici (EDOU MINKO *et al.*, 1991).

MÉTHODES

Sur le terrain, le choix de la toposéquence de puits retenue pour cette étude a été opéré en fonction

du modelé, depuis un interfluve jusqu'à un bas-fond, perpendiculairement à l'anomalie en or dans les sols (0,2 à 0,5 g/t) dont les maxima coïncidaient avec la ligne de crête.

L'échantillonnage de chaque horizon dans les puits a permis leur étude pétrologique et chimique. L'identification des phases minérales, l'analyse de leur agencement et de leurs relations, éventuellement leur comptage ont été effectués sur lames minces par microscopie optique à transmission et réflexion. L'inventaire minéralogique de chaque faciès a été complété par diffraction de rayons X sur poudre non orientée entre 2° et 90° 2 θ (roche totale), et sur poudre orientée et traitée (éthylène-glycol, chauffage à 490° pendant 4 h), entre 2° et 15° 2 θ (fraction < 2 μ m). L'analyse chimique ponctuelle de chaque phase a été réalisée par microscopie électronique à balayage avec spectromètre dispersif (EDS), et à la microsonde (WDS).

Les analyses chimiques pondérales ont été effectuées par absorption atomique et ICP. Les résultats obtenus pour les différents échantillons ont d'abord été utilisés pour calculer la composition chimique moyenne de chaque faciès : roche mère gneissique (6 échantillons), isaltérite (7 échantillons), allotérite (12 échantillons), horizon nodulaire (4 échantillons), ensemble supérieur (8 échantillons). Ensuite, cette composition pondérale a été convertie en composition volumique (g oxydes/100 cm³ de roche) en multipliant chaque valeur par la moyenne des densités apparentes mesurées, pour les échantillons à structure et volume d'ensemble conservés (raisonnement isovolumétrique pour la roche mère et l'isaltérite). Pour les échantillons à volumes non conservés, le calcul du poids d'oxyde a été effectué pour un volume « x » issu de l'altération de 100 cm³ de roche saine, sur la base d'un raisonnement iso-aluminium (allotérite) ou iso-titane (allotérite, horizon nodulaire, ensemble supérieur), l'étude pétrologique ayant vérifié la très bonne conservation du rutile. Ainsi, pour le calcul iso-titane :

$$O_{hv} = O_{hg} \times \frac{Ti_{rv}}{Ti_{hg}}$$

avec :

O_{hv} = grammes d'un oxyde quelconque dans le volume « x » d'un horizon H issu de l'altération de 100 cm³ de roche mère;

O_{hg} = grammes de ce même oxyde dans 100 g de cet horizon H;

Ti_{rv} = grammes de TiO₂ dans 100 cm³ de roche mère ($Ti_{rv} = TiO_2 \text{ g}/100 \text{ g} \times dr$; dr densité apparente moyenne de la roche mère, ici 2,6);

Ti_{hg} = grammes de TiO₂ dans 100 g de l'horizon H.

Enfin un calcul normatif de la composition minéralogique de chaque faciès a été effectué à partir de ces compositions chimiques volumiques, sur la base d'hypothèses déduites de l'étude pétrologique, et qui seront détaillées plus loin. Le poids et le volume de chaque phase dans un faciès donné permettent alors d'évaluer la porosité, ainsi que la réduction de volume ($100 - x$) par tassement ou effondrement pour les faciès à structures non conservées. Les calculs des bilans élémentaires dans chaque horizon fournissent un modèle de l'altération du gneiss et des conditions de développement de la couverture latéritique.

PÉTROLOGIE DES PROFILS D'ALTÉRATION

L'ensemble altérite

L'ALTÉRITE A STRUCTURE CONSERVÉE OU ISALTÉRITE

L'isaltérite a une épaisseur moyenne de 20 m, elle est friable et de teinte variable; blanchâtre à points rouille vers la base, elle devient rubéfiée à domaines gris et brun-rouille vers le sommet. Les structures originelles de la roche sont parfaitement conservées. La schistosité, toujours visible, est marquée par une alternance de lits millimétriques blanchâtres à rouilles essentiellement kaoliniques et de lits millimétriques rubéfiés de micas altérés. On observe des filons de quartz et des passées de tourmaline de quelques centimètres d'épaisseur parallèles à la schistosité.

L'altération différentielle des minéraux à la base de l'isaltérite conduit à la formation d'un plasma d'altération continu entre les minéraux résiduels, l'assemblage est porphyroscopique (BREWER, 1964). Vers le sommet de cet horizon, il se crée des vides de dissolution au sein du plasma d'altération, l'assemblage devient aggloméroplasmique.

Les plagioclases

L'altération des plagioclases commence en bordure des minéraux et dans les fissures intraminérales. Les plasmas d'altération formés sont de deux types : un plasma isotrope, silico-alumineux, mal cristallisé et un plasma gibbsitique. La gibbsite envahit progressivement le minéral par les clivages tout en conservant sa forme, ou se développe à partir du plasma isotrope. La transformation des plagioclases en gibbsite est presque complète à la base de l'altérite à structure conservée : il ne subsiste que quelques reliques de plages légèrement anisotropes et des vides de dissolution au sein du

plasma gibbsitique orienté dans plusieurs directions (orientation omnisépique au sens de BREWER, 1964). Au sommet de l'isaltérite, on observe encore à l'emplacement des plagioclases quelques rares plages isotropes; de nombreux vides de dissolution apparaissent au sein du plasma gibbsitique. Les cristallites de gibbsite se disposent souvent en doubles rangées dans un système cloisonné.

Les mécanismes d'altération des feldspaths en milieu ferrallitique conduisent en général à la formation de la kaolinite ou de la gibbsite avec formation ou non d'une phase intermédiaire silico-alumineuse mal cristallisée. DELVIGNE (1965) et BOULANGE (1984) en Côte-d'Ivoire, VERHEYE et STOOPS (1975) et TAZAKI (1982) en Guyane française décrivent une phase intermédiaire amorphe silico-alumineuse au cours de l'altération des feldspaths en kaolinite ou en gibbsite. LELONG (1969) en Guyane française, NOVOKOFF (1974) au Congo et YONGUE FOUATEU (1986) et KANGANG (1987) au Cameroun observent une altération directe des feldspaths en kaolinite ou en gibbsite. Dans les profils étudiés, les feldspaths se transforment en gibbsite, soit directement, soit par l'intermédiaire d'une phase mal cristallisée silico-alumineuse. L'altération simultanée des feldspaths en phase intermédiaire silico-alumineuse ou en gibbsite à la base de l'isaltérite indique une hétérogénéité des conditions physico-chimiques à la base de cet horizon et implique soit la présence de microsystèmes dans ce milieu, soit des défauts cristallins au sein des plagioclases qui favoriseraient la formation de l'une ou de l'autre phase.

La biotite

Les cristaux de biotite sont en faible proportion dans les profils étudiés. Dès la roche faiblement altérée, les biotites subissent des changements de leurs caractères optiques; certaines lamelles présentent un pléochroïsme peu intense et perdent leurs teintes de polarisation. Ces modifications optiques s'accompagnent d'une déformation des feuilletts. Les clivages deviennent sinueux et soulignés de brun par de la goethite. Dans l'isaltérite, les feuilletts de biotite s'ouvrent en éventail, la goethite se concentre à la bordure et dans les clivages interlamellaires; les lamelles prennent une teinte gris-clair de kaolinite.

Le calcul de formules structurales à partir de microanalyses chimiques des feuilletts de biotite saine, des feuilletts flexueux, à teintes de polarisation atténuées et des lamelles grisâtres de kaolinite montrent une perte progressive en Fe, Mg; une augmentation de Al dans le site octaédrique et une diminution du contenu en Na et K dans le site interfoliaire. Le rapport Si/Al varie de 2 dans la biotite saine vers 1 dans les feuilletts gris-clair de kaolinite.

En bordure et dans les clivages des feuillettes, se concentre le fer. Les micro-analyses permettent de caractériser les différents stades d'altération des biotites; une première phase d'altération à composition chimique proche des interstratifiés biotites-vermiculites, puis formation d'un plasma riche en goethite autour et dans les microfissures des feuillettes et enfin apparition d'un plasma de kaolinite. Au sommet de l'isaltérite, il ne subsiste que quelques rares lamelles de biotite décolorée.

Les altérations de biotites décrites en zone tropicale humide montrent en général des transformations de la biotite en kaolinite ou en gibbsite par l'intermédiaire des phases transitoires de biotite-vermiculite (NOVIKOFF 1974, ESWARAN et YEOW YEM 1976, SARRAZIN *et al.* 1982, BOULANGE 1984, YONGUE FOUATEU, 1986, KANGANG 1987); ou rarement des transformations directes de biotite en kaolinite (TARDY 1969). CHATELIN (1974) montre que l'altération de la biotite en kaolinite intervient après une phase d'aluminisation. Dans les profils d'Ovala, la biotite s'altère en kaolinite par l'intermédiaire d'une phase biotite-vermiculite.

La muscovite

Les lamelles de muscovite restent à peu près intactes à la base de l'isaltérite; quelques lamelles présentent une légère exfoliation des feuillettes. Dans l'isaltérite, l'exfoliation des feuillettes s'accroît; il apparaît, parallèlement aux feuillettes de muscovite, des plages grises dont la composition chimique (obtenue à la microsonde) donne celle de la kaolinite. Au sommet de l'isaltérite, l'altération des muscovites se poursuit par l'ouverture plus marquée des feuillettes qui perdent progressivement leurs teintes de polarisation vives et prennent des teintes grises de kaolinite. La pseudomorphose de la muscovite en kaolinite se fait par conservation de l'aspect phylliteux des micas. L'altération de la muscovite en kaolinite n'est toutefois que partielle dans l'altérite à structure conservée, une partie des muscovites subsistant parfaitement saine. Au sommet de l'isaltérite, une partie des muscovites s'altère également en gibbsite. Les observations microscopiques montrent que la transformation de la muscovite en gibbsite se fait directement, ou par l'intermédiaire d'un liseré fin gris-clair à composition proche de celle de la kaolinite qui se forme à la limite muscovite-kaolinite.

Les données bibliographiques sur l'altération des muscovites en zone tropicale humide sont très limitées. Ce minéral, particulièrement résistant à l'altération supergène, se maintient jusque dans les horizons de surface. FRITSCH (1984) observe un fractionnement de la muscovite et une altération de

celle-ci en kaolinite dans des profils dérivés des schistes en Guyane française. Une pseudomorphose de la muscovite par la gibbsite est décrite par BOULANGE (1984) en Côte-d'Ivoire. Les observations faites dans l'isaltérite des profils d'Ovala montrent une transformation partielle des muscovites en kaolinite et/ou en gibbsite.

Les silicates de métamorphisme, la tourmaline et le quartz

Le disthène reste intact à la base de l'isaltérite; vers le sommet quelques cristaux sont recouverts par des microfissures remplies par un plasma brun-jaune ferro-kaolinique. Ce minéral est particulièrement abondant dans l'isaltérite du profil S2; l'altération du disthène reste très limitée dans les microfissures, on y observe le développement d'un plasma gris faiblement anisotrope. Les micro-analyses de ce plasma donnent une composition de kaolinite. La staurotide, la tourmaline et le quartz restent également intacts dans l'isaltérite, toutefois ces minéraux sont microfracturés.

La pyrite

La pyrite s'altère en hématite ou en goethite dès la base de l'isaltérite, avec conservation de la forme originelle du cristal. La goethite peut remplir tout l'espace laissé par la pyrite, ou former un *boxwork*. Les oxydes et oxy-hydroxydes de fer libérés migrent et imprègnent les minéraux avoisinants par les clivages, ou se localisent dans les microfissures et les vides interstitiels. Il se forme ainsi des reliques de roches à structure bien conservée par ferruginisation. Vers le sommet de l'isaltérite, la pyrite est totalement transformée, remplacée par de l'hématite et de la goethite. Les micro-analyses de ces minéraux montrent qu'ils ne sont pas alumineux.

L'ALTÉRITE À STRUCTURE NON CONSERVÉE OU ALLOTÉRITE

La transition entre l'isaltérite et l'allotérite (fig. 1) est brutale, irrégulière, localement glossique. L'allotérite, d'une épaisseur moyenne de 3 m, est constituée d'une matrice sablo-argileuse rubéfiée et très friable, très micacée, qui contient des minéraux résiduels tels que le disthène, la staurotide et la tourmaline. Quelques domaines d'isaltérite grise rubéfiée, de taille centimétrique à décimétrique, sont dispersés dans l'allotérite.

Séquence des matrices meubles altéritiques

Du point de vue pétrologique, l'allotérite est caractérisée par le développement intense d'un plasma jaune, dans lequel sont noyées des reliques de minéraux parentaux, et par des modifications impor-

tantes des structures. L'assemblage est agglomératif de la base vers le sommet de cet horizon, avec un développement croissant des vides.

L'organisation du plasma jaune se modifie également : omnisépique à la base et masépique à bimasépique vers le sommet. Ce plasma jaune est essentiellement composé de kaolinite ferrifère, de goethite et de très fines lamelles micacées. Les teneurs en fer de la kaolinite après déferrification sont environ de 1,37 %. Des domaines gris-blanc de taille inférieure au millimètre constitués de gibbsite sont disséminés dans le plasma jaune. Ces domaines ne représentent qu'un reste des cristaux de plagioclases gibbsitisés observés dans l'isaltérite. Le squelette est constitué de quartz, de muscovite, de disthène, de staurotide et de tourmaline. Ces minéraux ne présentent plus les mêmes caractéristiques que celles observées dans l'isaltérite; leur transformation se poursuit vers le sommet de l'allotérite.

— Les lamelles de biotite sont de plus en plus rares à la base de l'allotérite, elles sont complètement transformées en kaolinite et en goethite vers le sommet.

— Les muscovites se fractionnent et deviennent de plus en plus fines vers le sommet de l'allotérite. La plupart de ces muscovites perdent leurs teintes de polarisation; les bordures sont souvent soulignées par un liseré jaune-pâle à composition proche de celle de la kaolinite.

— Le disthène, la staurotide et la tourmaline, restés pratiquement intacts dans l'isaltérite, présentent des transformations importantes dans l'allotérite. L'altération du disthène commence à partir des clivages et des microfissures dans lesquels se développe un plasma gris faiblement anisotrope à composition de kaolinite. D'autres cristaux à contours très découpés montrent une altération congruente en bordure. Bien que le disthène soit un minéral très résistant à l'altération météorique, celui-ci se transforme dans l'allotérite en produits isotropes silico-alumineux amorphes et en gibbsite. L'altération de la staurotide débute également par les fissures transminérales dans lesquelles cristallisent de la kaolinite et de la goethite. Vers le sommet de l'allotérite, la staurotide s'altère directement en gibbsite et en goethite. Le suivi de l'altération des tourmalines est rendu difficile par la rareté des cristaux en voie d'altération : néanmoins, certains cristaux sont microfissurés, fragmentés perpendiculairement à l'allongement du minéral; d'autres s'altèrent en un plasma gibbsitique et en goethite.

Les données bibliographiques sur l'altération des silicates de métamorphisme et de la tourmaline sont rares. Ces minéraux sont considérés comme

étant très résistants à l'altération supergène, et par conséquent très abondants dans les alluvions. KAM-GANG (1987) observe une altération très limitée du disthène en kaolinite dans les fissures intraminérales.

Le diagramme de la figure 2 représente les droites d'équilibre minéraux-solution pour le disthène, la gibbsite et la kaolinite, établies à partir des données thermodynamiques (valeurs des constantes d'équilibres à 25 °C de ces minéraux d'après FRITZ, 1981). Il apparaît que : le point triple disthène - gibbsite - solution, situé dans la zone à forte concentration de la silice en solution est incompatible avec la dissolution du quartz et la genèse de la kaolinite, il n'y a donc pas d'équilibre entre disthène - gibbsite. De même, le point triple disthène - kaolinite - solution se situe dans une zone à très faible concentration de la silice en solution. Le domaine probable des solutions percolant dans l'allotérite se situe vers l'intersection gibbsite - kaolinite - quartz, loin de l'équilibre silicate de métamorphisme - solution. On a donc dissolution du disthène puis précipitation de la kaolinite ou de la gibbsite hors de l'équilibre phase primaire-phase secondaire.

Une partie des cristaux de quartz fracturés dans l'horizon sous-jacent se dissocie dans l'allotérite. Les figures de corrosion sont très fréquentes en bordure de ces cristaux. La dislocation des cristaux de quartz semble entraîner l'effondrement de la structure de la roche.

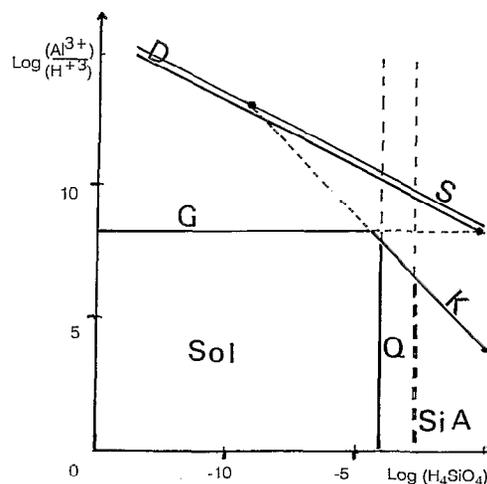


Fig. 2. — Représentation graphique des droites d'équilibre entre phase minérales et solutions dans le système $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ à 25 °C. D : disthène; S : sillimanite; G : gibbsite; K : kaolinite; Q : quartz; Si A : silice amorphe; Sol : solution.

Graphical representation of thermodynamical equilibria between mineral phases and solutions in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ at 25 °C. (D: kyanite; S: sillimanite; G: gibbsite; K: kaolinite; Q: quartz; SiA: amorphous silica; Sol: solution).

Séquence nodulaire

Deux types de domaines nodulaires ferruginisés sont disséminés dans le plasma jaune. Vers le sommet de l'horizon, le premier type correspond à des nodules bruns composés de goethite, individualisés en amas à bord diffus, le passage du plasma matriciel au module étant progressif : il s'agit donc d'un début de nodulation plasmique. Le second type se manifeste par l'imprégnation par de l'hématite de reliques de minéraux parentaux ou des domaines isaltéritiques dispersés dans l'allotérite, conduisant à une nodulation lithorelictuelle. L'hématitisation des reliques de roches et la goethitisation du plasma ne sont pas simultanées : la goethitisation peut affecter des plages d'hématite, et leur est donc postérieure.

DISCUSSION

L'altération des minéraux parentaux dans l'altérite à structure conservée ou isaltérite est très différentielle. L'ordre d'altérabilité décroissante des silicates peut s'établir comme suit :

plagioclase → biotite → muscovite - staurotide - tourmaline → disthène - quartz.

Les plasmas d'altération qui résultent des transformations des minéraux parentaux sont essentiellement la kaolinite, la gibbsite et, de façon très subordonnée, la goethite et l'hématite.

Dans l'altérite à structure non conservée ou allotérite, il y a surimposition de deux processus d'altération : altéropiasation et ferruginisation. L'altération des minéraux parentaux commencée dans l'isaltérite est accentuée avec le développement intense d'un plasma jaune à kaolinite ferrifère et à goethite; ceci s'accompagne d'un effondrement de la structure de la roche. Des ferruginisations localisées interviennent vers le sommet de l'allotérite sous forme de nodules ferrugineux à goethite au sein du plasma jaune ou sous forme de nodules lithorelictuels par précipitation d'hématite.

L'ensemble à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz

L'ensemble à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz est d'épaisseur très réduite, de quelques dizaines de centimètres en moyenne. Il se compose d'une matrice argilo-sableuse quartzo-kaolinique rubéfiée, à petites paillettes de micas, qui emballe des nodules ferrugineux et des cailloux de quartz. Les cailloux et graviers de quartz sont présents de la base au sommet de l'horizon à nodules ferrugineux. La taille et la quantité des nodules ferrugineux diminuent de l'amont vers l'aval de la toposéquence.

LE FOND MATRICIEL

Le fond matriciel à plasma jaune argilo-ferrugineux, peu différent de la matrice meuble de l'allotérite sous-jacente, est constitué d'une kaolinite ferrifère à environ 1,62 % de Fe_2O_3 , de goethite et de minéraux résiduels (ou squelette). Il présente des orientations dans une ou deux directions, la texture est masépique à bimasépique au sens de BREWER (1964) et s'organise parfois autour des minéraux de grande taille ou autour des nodules. Des îlots de gibbsite de diamètre inférieur ou égal au millimètre sont dispersés dans le plasma jaune. Les minéraux du squelette sont essentiellement le quartz, le disthène, la muscovite, la staurotide et la tourmaline.

Le quartz présente toujours des bordures corrodées, les cristaux sont xénomorphes et anguleux. Les paillettes de muscovite ont les mêmes caractéristiques que celles du sommet de l'allotérite, elles se fractionnent et s'altèrent soit en kaolinite, soit en gibbsite. Les cristaux de tourmaline et de staurotide sont de petite taille. Seul le disthène présente encore de grands cristaux millimétriques de teinte anormale, souvent imprégnés d'oxydes de fer sous forme d'hématite.

LES DIFFÉRENTS TYPES DE NODULES

Trois types de domaines ferrugineux indurés se rencontrent dans cet ensemble : des fragments lithorelictuels ferruginisés, souvent en plaquettes, de taille inférieure à 10 cm, prédominants à la base de l'horizon; des nodules très ferrugineux, de taille pluricentimétrique et de forme irrégulière; des nodules ferrugineux subarrondis pseudopisolitiques millimétriques à centimétriques; les deux derniers types prédominent au sommet de l'horizon.

Les fragments lithorelictuels sont constitués de quartz, de muscovite, de disthène, de quelques domaines à kaolinite conservant la forme d'anciens micas, cimentés par un plasma brun-noir d'hématite qui envahit progressivement tous les espaces entre les reliques de minéraux peu altérés. Quelques domaines brun-jaune à goethite s'individualisent au sein de l'hématite, la structure de la roche y est parfaitement conservée. Les micro-analyses chimiques ponctuelles des plages d'hématite montrent des compositions variables. Les teneurs en SiO_2 et en Al_2O_3 sont très comparables et varient de façon inversement proportionnelle à celles du fer; ceci est dû à la présence de kaolinite dans le plasma d'hématite. Le taux de substitution de moles d' Al_2O_3 dans l'hématite, calculée à partir de la diffractogramme des RX est très faible, il est toujours inférieur à 4 %.

Les nodules très ferrugineux se composent d'un plasma isotique rouge à noir d'hématite et de quelques rares minéraux primaires (muscovite et disthène). Le quartz dans la plupart des cas est partiellement dissous. La diffraction des RX et les analyses à la microsonde électronique indiquent toujours la présence de la kaolinite dans ce plasma d'hématite, mais en faible proportion par rapport aux fragments lithorelictuels. Le taux de substitution varie entre 1 % et 5 % de moles de Al_2O_3 dans l'hématite. Localement, l'hématite se transforme en goethite. Les micro-analyses de cette goethite donnent des taux de substitution de 2 % à 7 % de moles de AIOOH.

Les nodules pseudopisolitiques sont composés essentiellement d'un plasma hématitique, et présentent parfois un cortex goethitique. Les micro-analyses chimiques réalisées sur des transects du cœur vers la périphérie des nodules à cortex montrent une augmentation des teneurs en Al_2O_3 dans le cœur hématitique, et de 3 % à 8 % de moles de AIOOH dans le cortex goethitique.

DISCUSSION

Malgré la discontinuité structurale observée à l'échelle du profil, il existe une filiation minéralogique très nette entre les altérites sous-jacentes et l'ensemble à nodules. Le fond matriciel est peu différent de celui de l'allotérite, les minéraux du squelette s'y révélant identiques mais plus altérés ou corrodés, cependant que les îlots gibbsitiques (ex-plagioclases) se raréfient.

Les ferruginisations localisées identifiées au sommet de l'allotérite sont généralisées dans l'ensemble à nodule, mais leur restent comparables par leur nature et leur chronologie. Le plasma internodulaire y est le siège d'une accumulation goethitique, alors que les fragments lithorelictuels de plus en plus hématitisés sont la filiation directe des domaines isaltéritiques imprégnés par de l'hématite observés dans l'allotérite. L'hématitisation de plus en plus massive de ces nodules, qui va de pair avec la dissolution des reliques de minéraux primaires ainsi que de la kaolinite disséminées dans les plages d'hématite, correspond à une concentration centripète du fer, et à une aluminisation progressive de l'hématite (BOCQUIER *et al.*, 1984; TARDY et NAHON, 1985; MULLER et BOCQUIER, 1986; NAHON, 1986). La goethitisation épargne dans un premier temps les formations indurées, puis affecte par cortification des nodules hématitiques déjà amenuisés et arrondis.

Du sommet de l'allotérite à l'ensemble nodulaire, deux types successifs d'accumulation ferrugineuse se superposent donc : le plus ancien correspondrait

à une nodulation hématitique lithorelictuelle progressive (forme par ailleurs inconnue dans l'isaltérite et à la base de l'allotérite, où les lithorelictuels sont goethitiques); le second se traduit par une accumulation goethitique, rapide et totale dans les matrices internodulaires, tardive et partielle pour les nodules.

L'ensemble supérieur argilo-sableux

L'ensemble supérieur argilo-sableux, de couleur jaune-ocre, a une épaisseur maximale de 2 m. La fraction sableuse (qui constitue le squelette) contient de petites paillettes de micas, des grains de quartz et des nodules goethitiques de 2 à 3 mm de diamètre. Ces derniers sont plus visibles et plus grossiers à la base que vers le sommet de cet ensemble. La matrice, largement prédominante, est composée de kaolinite et d'un peu de goethite.

L'assemblage est porphyrosquelique. Le plasma s'organise en microagrégats subsphériques de 400 μm de diamètre en moyenne, délimités par des vides tubulaires. Ces microagrégats forment une texture « agglutinique » au sens de BUOL et ESWARAN (1978) *in* NAHON (1986). L'orientation plasmique est selon deux directions souvent perpendiculaires (orientations bimasépiques et lattisépiques au sens de BREWER, 1964). Les micro-analyses chimiques et la diffraction des RX montrent qu'il s'agit d'une kaolinite ferrifère, mal cristallisée associée à de fines paillettes de muscovite. Les teneurs en fer de la kaolinite après déferrification sont de l'ordre de 2 %. De rares îlots de gibbsite sont disséminés dans le plasma argilo-ferrugineux.

L'ensemble supérieur argilo-sableux correspond à l'une des dernières étapes, la plus évoluée, des processus d'altération en zone équatoriale humide. Il résulte d'une part de l'altération des minéraux résiduels, primaires ou secondaires, issus de l'altérite et d'autre part de l'achèvement de la dégradation des nodules hématitiques en nodules goethitiques.

BILAN ET MODÈLE DE L'ALTÉRATION

Le tableau I rassemble les compositions chimiques pondérales moyennes de chaque faciès. Le tableau II fournit les compositions chimiques volumiques de ces mêmes faciès (g oxydes pour 100 cm^3 d'échantillons à structure conservée, ou pour x cm^3 d'échantillons issus de l'altération de 100 cm^3 de roche saine après modification de la structure d'ensemble). Enfin le tableau III résume les bilans des pertes ou gains élémentaires établis pour chaque ensemble d'altération par rapport à la

Tableau I

Composition chimique moyenne (g/100 g) de chaque ensemble des profils d'altération
Chemical mean composition (g/100 g) for each set of weathering profiles

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂	n	dA
(1)	72,9	16,1	1,64	-	2,94	0,36	1,74	0,36	6	2,60
(2)	68,4	20,8	-	2,40	-	-	1,27	0,49	7	1,95
(3)	58,9	28,0	-	5,12	-	-	0,95	0,63	12	(1,82)
(4)	56,7	24,6	-	8,53	-	-	0,92	0,74	4	(1,90)
(5)	64,3	23,6	-	5,00	-	-	0,88	0,86	8	(1,73)

(1) roche mère ; (2) isaltérite ; (3) allotérite ; (4) ensemble nodulaire ; (5) ensemble supérieur ;
 n = nombre d'échantillons analysés ; dA = densité apparente moyenne.

Tableau II

Composition chimique volumique moyenne de chaque ensemble des profils d'altération
Chemical mean composition by volume for each set of weathering profiles

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
(1)	189,5	41,9	4,26	(4,73)	7,64	0,94	4,52	0,94
(2)	133,4	40,6	-	4,68	-	-	2,48	0,85
(3)	88,0	41,8	-	7,65	-	-	1,42	0,94
(4)	72,0	31,2	-	10,84	-	-	1,17	0,94
(5)	70,3	25,8	-	5,46	-	-	0,96	0,94

En g/100 cm³ d'échantillon pour (1) roche mère et (2) isaltérite (calcul isovolume) ;
 en g/x cm³ d'échantillon pour (3) allotérite (calculs iso-Ti et iso-Al) ;
 en g/x cm³ d'échantillon pour (4) ensemble nodulaire et (5) ensemble supérieur (calcul iso-Ti) ;
 x = volume d'échantillon issu de l'altération de 100 cm³ de roche mère.
 (4,73) correspond à l'équivalent en Fe₂O₃ du FeO de la roche mère.

Tableau III

Bilan des gains ou pertes dans chaque ensemble des profils d'altération,
 en pourcentage des oxydes présents dans la roche mère

Balance of gains or losses for each set of weathering profiles as percentage of oxides in the parent rock

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
(2)	- 30	=	=	- 100	- 100	- 45	=
(3)	- 54	=	+ 62	- 100	- 100	- 69	=
(4)	- 62	- 25	+ 129	- 100	- 100	- 74	=
(5)	- 63	- 39	+ 15	- 100	- 100	- 79	=

(2) isaltérite ; (3) allotérite ; (4) ensemble nodulaire ; (5) ensemble supérieur.

roche mère. Le raisonnement isovolumétrique montre bien la conservation simultanée de l'aluminium, du fer et du titane lors du passage roche mère - isaltérite. Dans l'allotérite, les calculs iso-Ti et iso-Al conduisent au même résultat, une accumulation absolue de fer. Dans les ensembles nodu-

lares et supérieurs, seul le calcul iso-Ti fournit un résultat cohérent : accumulation absolue de fer, et perte d'aluminium. Pour les autres éléments, les pertes sont totales dès l'isaltérite pour Ca et Mg, progressive pour Si et K. Ces résultats sont cohérents avec l'observation pétrologique qui montrait

l'altération rapide des plagioclases et biotites, lente des muscovites et quartz, et un front de ferruginisation (goethitique) dans l'allotérite et l'ensemble nodulaire.

Calcul normatif de la composition minéralogique moyenne des roches mères

L'étude pétrologique des roches saines conduit aux hypothèses suivantes : minéraux présents en quantités significatives : quartz, andésine, muscovite, biotite, rutile, pyrite :

- totalité de TiO₂ → rutile TiO₂;
- totalité de MgO → biotite (Si_{2,90}Al_{1,10}) (Al_{0,60}Fe²⁺_{1,18}Mg_{0,93}Ti_{0,07}) K_{0,70}O₁₀Na_{0,02}(OH)₂ (Ti et Na peuvent être considérés comme négligeables);
- totalité de CaO → andésine Si_{2,54}Al_{1,46}Na_{0,54}Ca_{0,46}O₈;
- reste de K₂O, reste de Al₂O₃ → muscovite (Si_{3,10}Al_{0,90}) (Al_{2,00}) K_{0,80}Na_{0,10}O₁₀(OH)₂;
- reste de FeO → pyrite (FeS₂);
- reste de SiO₂ → quartz (SiO₂).

La masse de chaque minéral se déduit de la somme des différents oxydes qui le constituent dans les proportions indiquées par les formules structurales (calculées à partir des analyses ponctuelles à la microsonde). Les volumes occupés par chaque phase minérale (dans 100 cm³ de roche) sont déterminés d'après leur densité respective, ce qui permet par différence d'obtenir la porosité totale. Masses et volumes de chaque minéral sont consignés dans le tableau IV.

Tableau IV
Composition minéralogique de la roche fraîche
Normative mineralogical composition of fresh rock

	(1)	(2)	(3)
Quartz	117,6	2,60	45,22
Muscovite	47,1	2,75	17,12
Andésine	79,9	2,60	30,71
Biotite	10,9	3,00	3,63
Pyrite	2,60	5,26	0,49
Rutile	0,94	4,13	0,23
Vides	-	-	2,60
Total	259,04	(2,6)	100

(1) poids de chaque phase : en g pour 100 cm³ d'échantillon ;
(2) densité de chaque phase ; (2,6) : densité apparente moyenne mesurée de la roche fraîche ;
(3) volume de chaque phase : en cm³ pour 100 cm³ d'échantillon.

La densité apparente mesurée (2,60) est très comparable à la densité calculée (2,59).

La porosité de la roche saine déduite de ce calcul est de 2,60 %.

Composition minéralogique moyenne de l'isaltérite

L'étude pétrologique a montré les filiations suivantes de la roche mère à l'isaltérite : andésine/gibbsite; biotite/kaolinite + goethite; muscovite/kaolinite; pyrite/goethite. Le calcul isovolumétrique prouve la conservation globale de Fe, Al et Ti dans l'isaltérite. La stabilité de l'aluminium et du fer dans le système global de l'isaltérite ne signifie nullement que ces éléments soient constants à l'échelle du minéral. Néanmoins, la rareté de la gibbsite de transfert montre que l'aluminium est peu mobile dans l'isaltérite.

L'altération des minéraux parentaux peut alors être modélisée ainsi :

- 1 andésine + 6,54 H₂O + 1,46 H⁺ → 1,46 gibbsite + 2,54 Si(OH)₄ + 0,54 Na⁺ + 0,46 Ca²⁺⁺;
- 2 biotite + 4,30 H₂O + 5,12 H⁺ + 0,59 O₂ → 1,70 kaolinite + 2,36 goethite + 2,40 Si(OH)₄ + 1,40 K⁺;
- 2 muscovite + 3,70 H₂O + 1,8 H⁺ → 2,90 kaolinite + 0,40 Si(OH)₄ + 1,60 K⁺ + 0,2 Na⁺;
- 4 pyrite + 10 H₂O + 15 O₂ → 4 goethite + 16 H⁺ + 8 SO₄²⁻.

Quoique la présence de Fe dans la kaolinite et de Al dans la goethite aient été identifiées, ces substitutions n'ont pas été prises en compte ici du fait de leur taux modeste.

Le calcul normatif est alors effectué, les quantités de gibbsite et de goethite se déduisant respectivement des montants, de plagioclase d'une part, de biotite et de pyrite d'autre part, dans la roche fraîche. En revanche l'altération de la muscovite en kaolinite n'étant que partielle, la quantité résiduelle de muscovite a été déterminée par la quantité de K₂O dans l'isaltérite. La quantité de muscovite altérée en kaolinite est déduite par différence. Le reliquat de SiO₂ représente le quartz résiduel.

La composition minéralogique de l'isaltérite est reportée tableau V.

La densité apparente déduite du calcul normatif (2,00) est très voisine de la densité apparente moyenne mesurée (1,95).

Le passage roche saine-isaltérite se traduit donc par la disparition totale des plagioclases, de la biotite et de la pyrite, par la kaolinisation de la moitié de la muscovite initiale et la dissolution de moins de 10 % du quartz primaire. Une porosité de 23 % environ est développée à la suite des soustractions de matière (Ca, Mg, Na, K, Si).

Tableau V

Composition minéralogique normative de l'isaltérite
Normative mineralogical composition of isalterite

	(1)	(2)	(3)
Quartz	109,2	2,60	42,00
Muscovite	25,8	2,75	9,40
Gibbsite	33,7	2,40	14,05
Kaolinite	25,6	2,60	9,85
Goethite	5,26	4,28	1,23
Rutile	0,95	4,13	0,23
Vides	-	-	23,24
Total	200,05	(1,95)	100

(1) poids de chaque phase : en g pour 100 cm³ d'échantillon ;

(2) densité de chaque phase ; (1,95) : densité apparente moyenne mesurée de l'isaltérite ;

(3) volume de chaque phase : en cm³ pour 100 cm³ d'échantillon.

La composition minéralogique normative de l'allotérite est reportée dans le tableau VI. La moyenne de la densité apparente mesurée dans l'allotérite étant de 1,82 les 155,37 g qui représentent la masse issue de l'altération d'un volume initial de roche de 100 cm³ occupent un volume égal à 85,37 cm³. La porosité calculée est donc de 27,11 cm³ pour 85,37 cm³, soit 31,75 %, et la réduction de volume consécutive à l'effondrement des structures lithologiques représente près de 15 %.

De l'isaltérite à l'allotérite, on peut vérifier que plus de la moitié du quartz est dissous, de même que près de la moitié du reliquat de muscovite est altérée. La kaolinite devient la phase prédominante de cet ensemble. L'augmentation de la porosité est limitée par le tassement.

Composition minéralogique moyenne de l'allotérite

Trois phénomènes essentiels caractérisent l'évolution de la matrice meuble de l'altérite lorsque les structures lithologiques s'effondrent :

- la fonte des fantômes gibbsitisés de plagioclases au sein du plasma kaolinique dont le développement est considérable ;
- la poursuite de l'altération des muscovites en kaolinite, mais aussi, à un degré moindre, en gibbsite ;
- l'imprégnation goethitique de cette matrice, pouvant même conduire à une esquisse de nodulation.

Comme dans l'isaltérite, la conservation de l'aluminium n'est vérifiée qu'à l'échelle de tout l'horizon. A titre d'hypothèses simplificatrices, on a considéré que :

- 80 % de l'aluminium immobilisé dans la gibbsite de l'isaltérite étaient réutilisés ici pour former de la kaolinite, les 20 % restants constituant la gibbsite résiduelle ;
- l'altération de la muscovite livrait de la kaolinite et de la gibbsite, avec conservation de l'aluminium utilisé dans les proportions de 80 % (pour la kaolinite) et de 20 % (pour la gibbsite) ;
- l'hématite était encore négligeable, tout le fer étant comptabilisé dans la seule phase goethite.

Comme précédemment, la quantité de muscovite résiduelle est contrôlée par K₂O, celle du quartz par le reliquat de SiO₂ après calcul de la kaolinite et de la muscovite.

Tableau VI

Composition minéralogique normative de l'allotérite
Normative mineralogical composition of alloterite

	(1)	(2)	(3)
Quartz	44,4	2,60	17,06
Muscovite	14,8	2,75	5,38
Gibbsite	8,02	2,40	3,34
Kaolinite	78,7	2,60	30,26
Goethite	8,51	4,28	1,99
Rutile	0,94	4,13	0,23
Vides	-	-	27,11
Total	155,37	(1,82)	85,37
<hr/>			
perte de volume par tassement	-	-	14,63
<hr/>			
Total initial	(155,37)	-	100

(1) poids de chaque phase : g pour x cm³ d'échantillon

(altération de 100 cm³ de roche) ;

(2) densité de chaque phase ; (1,82) : densité apparente moyenne mesurée de l'isaltérite ;

(3) volume de chaque phase : en cm³ pour x cm³ d'échantillon.

Composition minéralogique moyenne de l'horizon nodulaire

Les hypothèses à la base du calcul normatif suggérées par l'étude pétrologique des bilans géochimiques sont que :

- le rutile hérité de l'allotérite est conservé intégralement dans l'horizon nodulaire ;
- la moitié de la gibbsite de l'allotérite a disparu dans l'ensemble suivant ;
- la muscovite continue d'être kaolinisée, la quantité relictuelle étant comme précédemment fixée par la teneur en K₂O ;

— le reliquat de SiO_2 inutilisé pour le calcul de la muscovite et de la kaolinite détermine la quantité du quartz;

— Fe_2O_3 se distribue entre la matrice et les nodules. Le fer de la matrice, essentiellement goethitique, a été assimilé au fer importé mis en évidence dans l'allotérite. Dans les nodules ferrugineux, la proportion hématite/goethite a été estimée à 9/1 en poids d'après les résultats de la diffraction de rayons X.

La composition minéralogique normative de l'ensemble nodulaire est reportée dans le tableau VII.

Tableau VII

Composition minéralogique normative de l'ensemble nodulaire
Normative mineralogical composition of nodular unit (stone line)

	(1)	(2)	(3)
Quartz	37,9	2,60	14,59
Muscovite	12,2	2,75	4,44
Gibbsite	4,0	2,40	1,67
Kaolinite	60,7	2,60	23,36
Goethite	4,12	4,28	0,96
Hématite	7,15	5,19	1,38
Rutile	0,94	4,13	0,23
Vides	-	-	20,22
Total	127,0	(1,90)	66,85
perte de volume cumulée	-	-	33,15
Total initial	(127,0)	-	100

(1) poids de chaque phase : g pour x cm^3 d'échantillon
(altération de 100 cm^3 de roche) ;

(2) densité de chaque phase ;

(3) volume de chaque phase : en cm^3 pour x cm^3 d'échantillon.

Les 127,0 g représentant la masse issue de l'altération d'un volume initial de 100 cm^3 de roche occupent après remaniements $66,85 \text{ cm}^3$ ($d = 1,90$). La porosité calculée est de $20,22 \text{ cm}^3/66,85 \text{ cm}^3$ soit 30,24 %, soit une valeur du même ordre que dans l'allotérite sous-jacente. La réduction totale de volume atteint ici 33 %.

De l'allotérite à l'ensemble nodulaire, les principales différences résultent de ces réorganisations structurales, ainsi que de la forme d'expression minéralogique de la plus grande partie du fer, ici hématitique, ce qui a été interprété précédemment comme un héritage d'un premier épisode d'altération. L'essentiel du matériel de cet ensemble est représenté par la matrice quartzo-kaolinique, très proche de l'allotérite sous-jacente.

Composition minéralogique moyenne de l'ensemble supérieur

En considérant dans l'ensemble supérieur une nouvelle diminution de 50 % de la gibbsite héritée et l'achèvement de la transformation de l'hématite en goethite, la composition normative de cet ensemble calculée comme précédemment est reportée dans le tableau VIII.

Tableau VIII

Composition minéralogique normative de l'ensemble supérieur
Normative mineralogical composition of superior unit (clays and sands)

	(1)	(2)	(3)
Quartz	41,1	2,60	15,80
Muscovite	10,0	2,75	3,64
Gibbsite	2,0	2,40	0,83
Kaolinite	52,5	2,60	20,18
Goethite	6,07	4,28	1,42
Rutile	0,94	4,13	0,23
Vides	-	-	23,00
Total	112,6	(1,73)	65,10
perte de volume cumulée	-	-	34,9
Total initial	(112,6)	-	100

(1) poids de chaque phase : g pour x cm^3 d'échantillon
(altération de 100 cm^3 de roche) ;

(2) densité de chaque phase ;

(3) volume de chaque phase : en cm^3 pour x cm^3 d'échantillon.

Les 112,6 g issus de l'altération de 100 cm^3 de roche saine occupent dans l'ensemble supérieur un volume de $65,10 \text{ cm}^3$ ($d = 1,73$). La porosité calculée est de $23 \text{ cm}^3/65,1$, soit 35,33 %, alors que la réduction totale de volume par rapport à la roche saine atteint 34,9 %.

A la structure près, l'ensemble supérieur est quasiment identique à l'ensemble nodulaire sous-jacent. L'infime variation positive de la proportion de quartz n'est pas le résultat d'une néoformation, non vérifiée lors de l'étude pétrologique, mais doit correspondre à une nuance lithologique de la roche mère. Cet ensemble supérieur est par ailleurs partiellement déferruginisé (par comparaison avec l'allotérite et l'ensemble nodulaire), quoique le fer y soit excédentaire si on le compare à la roche saine de départ. Enfin, ce fer s'exprime ici sous forme de goethite.

DISCUSSION ET CONCLUSION

L'étude pétrologique détaillée des profils d'altération développés à partir d'une roche mère gneissique tout au long d'un versant dans la région d'Ovala

(Gabon) a montré la succession verticale systématique (et classique sous ce climat équatorial) de quatre ensembles au-dessus de la roche fraîche : isaltérite, allotérite, ensemble nodulaire (équivalent de ce que de nombreux auteurs ont dénommé « stone line » dans la zone équatoriale), ensemble meuble sablo-argileux de surface. Des filiations minéralogiques continues ont pu être suivies pour les différentes phases composant ces ensembles, de la roche mère à l'ensemble superficiel, ce qui démontre une évolution essentiellement *in situ* des minéraux parentaux en plasmas d'altération, puis des réorganisations successives de ces plasmas : autrement dit la lithodépendance des deux ensembles pédologiques coiffant les altérites, et leur caractère globalement autochtone, sont vérifiés en dépit des discontinuités structurales.

L'identification des filiations inter horizons, couplée avec le calcul des bilans de transfert de matières tout au long de la séquence verticale a permis de proposer un modèle quantitatif de l'altération des gneiss d'Ovala. Sur la figure 3 est schématisée l'évolution générale de 100 cm³ de roche mère à travers chacun des ensembles successifs avec :

- l'accroissement de la porosité jusqu'à l'allotérite, et sa stabilisation ultérieure;
- les réductions progressives du volume total apparent à partir de l'allotérite;
- les pertes en éléments intervenues à chaque étape (chiffrées par rapport à la situation de l'horizon sous-jacent);
- l'importation et l'accumulation absolue du fer dans les trois ensembles supérieurs, ainsi que son déplacement vertical de la surface vers l'allotérite.

La figure 4a précise la proportion (en volumes, par rapport au volume total apparent solide + porosité des échantillons) des phases silico-alumineuses et des vides, dont la somme est toujours supérieure à 95 % dans ces profils.

Enfin la figure 4b résume la succession des phases ferrugineuses le long du profil, avec leur composition minéralogique principale, ainsi que la masse de Fe₂O₃ impliquée à chaque étape.

Cette approche combinée identifie les étapes de l'altération et leur chronologie, que l'on peut reconstituer comme suit à partir des mécanismes actuels, et en remontant vers le passé.

Les altérites, produits de l'altération actuelle et subactuelle des minéraux primaires

L'altération des minéraux primaires se fait en deux étapes :

- Le passage de la roche saine à l'isaltérite résulte des mécanismes actuels intervenant à la base des

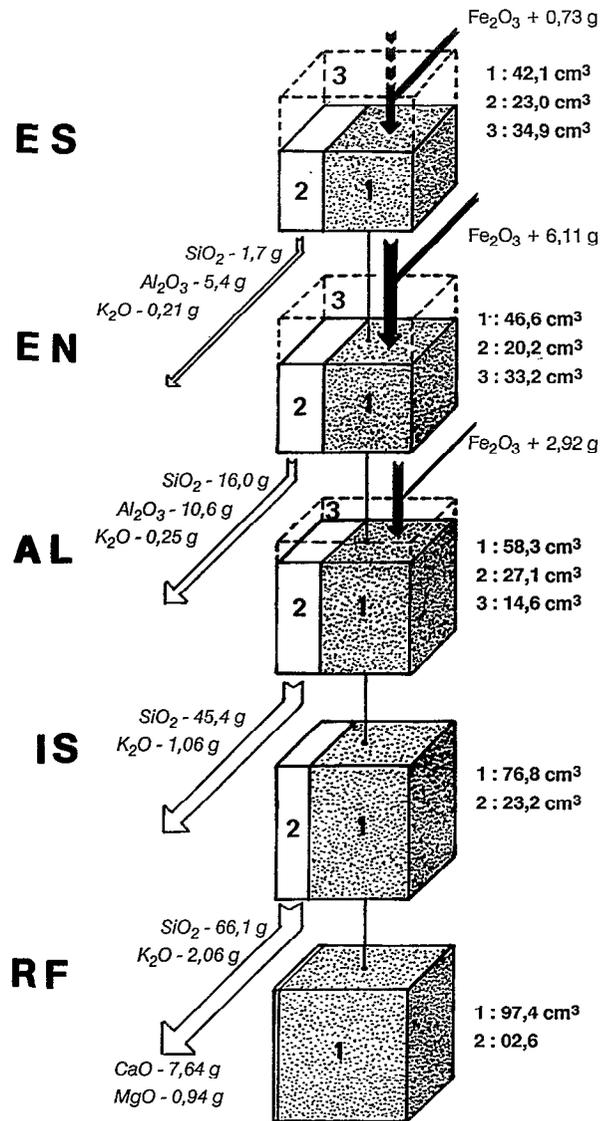


Fig. 3. — Evolution générale de 100 cm³ de roche mère : RF : roche fraîche; IS : isaltérite; AL : allotérite; EN : ensemble nodulaire; ES : ensemble supérieur. Flèches blanches : pertes (en grammes d'oxyde, par rapport à l'ensemble précédent). Flèches noires : gains absolus (par rapport à la quantité initiale). 1 = volume solide (1 + 2 : volume apparent total); 2 : vides; 3 : tassement.

General evolution of 100 cm³ of parent rock: RF: fresh rock; IS: isalterite; AL: alloterite; EN: nodular unit (stone-line); ES: superior unit. White arrows represent: losses (in grams of oxide/total). Black arrows represent: absolute gains (with respect to initial quantities): 1: solid volume (1 + 2 = total of apparent volume); 2: voids; 3: packing.

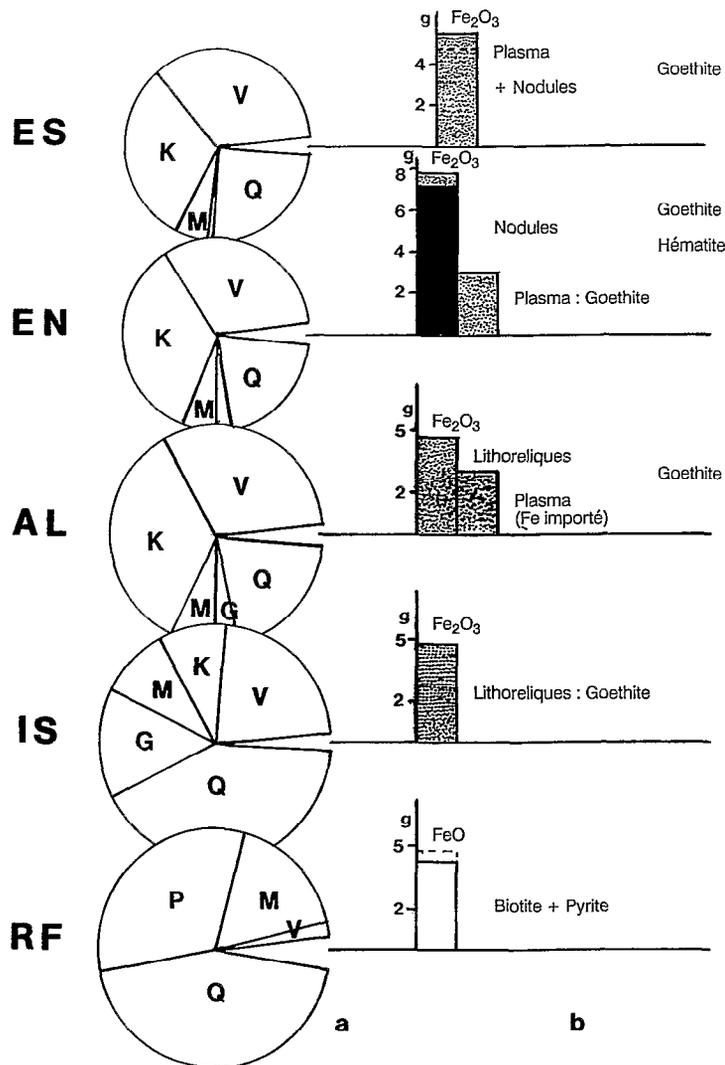


Fig. 4. — Composition minéralogique des ensembles successifs d'altération : RF : roche fraîche; IS : isaltérite; AL : allotérite; EN : ensemble nodulaire; ES : ensemble supérieur. (a) Phases silico-alumineuses (en % du volume apparent total) : Q : quartz; P : plagioclases; M : muscovite; G : gibbsite; K : kaolinite; V : vides. - (b) Phases ferrugineuses : masse d'oxyde (g/100 cm³ de roche initiale) et espèce minéralogique.

profils. Les fantômes gibbsitisés des plagioclases et les lithoreliques goethitisées des biotites y témoignent de l'intensité des altérations. Dans le même temps toutefois la moitié du stock de muscovite seulement est kaolinisé et le quartz reste intact, ce qui permet la conservation générale des structures : l'altération est isovolumétrique malgré les pertes de matières (Ca, Mg, Na) qui se traduisent par le développement d'une porosité importante. Dès ce stade, le système chimique se limite pratiquement aux trois éléments Si - Al - Fe.

— De l'isaltérite à l'allotérite, la large porosité ouverte par l'altération favorise l'homogénéisation des solutions, par ailleurs diluées, puisque tous les minéraux primaires très altérables ont déjà disparu. Le quartz connaît alors son stade essentiel de dissolution, de même que la gibbsite héritée de l'ho-

rizon précédent, cependant qu'un nouveau plasma kaolinique se développe. La porosité augmente encore, mais à cette étape la véritable fonte géochimique qui affecte la roche induit l'effondrement des structures lithologiques. En ce qui concerne les phases ferrugineuses, à côté des lithoreliques goethitisées de biotite toujours présentes, on trouve de la goethite imprégnant le plasma kaolinique et correspondant à du fer importé dans l'horizon.

De l'allotérite à la surface, surimposition des mécanismes actuels et de phénomènes anciens

A partir de l'allotérite, il n'y a plus guère de variation sensible en ce qui concerne les phases principales, silico-alumineuses. La kaolinisation de la muscovite

continue à progresser, mais, au total, quartz, kaolinite et vides restent en proportions constantes de l'allotérite à l'ensemble superficiel (fig. 4a) : les remaniements de structure compensent plus ou moins les départs de matière.

C'est en revanche les phases ferrugineuses qui révèlent alors l'histoire la plus complexe (fig. 4b). L'accumulation goethitique dans le plasma kaolinique, déjà notée dans l'allotérite, affecte aussi l'ensemble nodulaire et l'ensemble supérieur : ce front de goethitisation qui progresse verticalement vers le bas des profils (et probablement latéralement) est le résultat d'une importation de fer, soit à partir d'un horizon encore plus superficiel et plus déferuginisé que l'horizon sommital actuel, et qui aurait disparu par érosion, soit plus vraisemblablement à partir de l'amont des paysages où le stock de fer est plus important. La progression de ce front de goethitisation est un mécanisme actuel qui intéresse tous les domaines de l'horizon de surface (nodules et matrice internodulaire), mais seulement la matrice

de l'horizon nodulaire. Dans ce dernier, la nature hématitique des nodules est la marque de la principale discontinuité observée dans les profils. Cette séquence des nodules hématitiques correspond à un mécanisme ancien, relayé aujourd'hui par la goethitisation. Le retard avec lequel ce front de goethitisation affecte les domaines préalablement indurés par de l'hématite explique la conservation de ces derniers sous la forme d'un ensemble nodulaire. En dépit de la basse teneur en fer d'une roche mère composée de quartz — plagioclase et muscovite, ce sont les phases secondaires ferrugineuses qui constituent la mémoire la plus fidèle de l'histoire de la couverture d'altération et qui permettent de déceler ici un épisode hématitisant ancien qui correspond à des conditions climatiques différentes du climat équatorial humide actuel, favorable aujourd'hui à la succession verticale dans le profil des paragenèses gibbsite + goethite puis kaolinite + goethite.

Manuscrit accepté par le Comité de rédaction le 4 février 1991

BIBLIOGRAPHIE

- BITOM (D.D.), 1988. — Organisation et évolution d'une couverture ferrallitique en zone tropicale humide (Cameroun). Genèse et transformations d'ensembles ferrugineux indurés profonds. Thèse de Doctorat Sciences, université de Poitiers, 214 p.
- BOCQUIER (G.), MULLER (J.P.), BOULANGE (B.), 1984. — Les latérites, connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. In : Livre jubilaire du cinquantenaire de l'AFES : 123-138.
- BOULANGE (B.), 1984. — Les formations bauxitiques latéritiques de Côte-d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, n° 175, 362 p.
- BREWER (R.), 1964. — Fabric and mineral analysis of soil. Wiley, 470 p.
- CAEN-VACHETTE (M.), VIALETTE (P.) et BASSOT (J.P.), 1988. — Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance de la géologie gabonaise. *Chronique de la Recherche Minière*, n° 491.
- CHATELIN (Y.), 1974. — Les sols ferrallitiques, tome III : l'altération. *Documents Techniques*, ORSTOM, 144 p.
- COLIN (F.) et LECOMTE (P.), 1988. — Étude minéralogique et chimique du profil d'altération du prospect aurifère de Mébaga Mvono (Gabon). *Chronique de la Recherche Minière*, n° 491 : 55-65.
- DELVIGNE (J.), 1965. — Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mémoires ORSTOM*, n° 13, 177 p.
- EDOU MINKO (A.), 1988. — Pétrologie et géochimie des latérites à stone-line du gîte aurifère d'Ovala. Application à la prospection en zone équatoriale humide (Gabon). Thèse de Doctorat Sciences, Université de Poitiers : 147 p.
- EDOU MINKO (A.), COLIN (F.), TRESCASES (J.J.) et LECOMTE (P.), 1991. — Altération latéritique du gîte aurifère d'Ovala (Gabon), et formation d'une anomalie superficielle de dispersion. *Mineralium Deposita* (sous presse).
- ESWARAN (H.) et YEOW YEM HENG, 1976. — The weathering of biotite in a profile on gneiss in Malaysia. *Geoderma*, 16 : 9-20.
- FRITSCH (E.), 1984. — Les transformations d'une couverture ferrallitique. Analyse minéralogique et structurale d'une toposéquence sur schistes en Guyane française. Thèse de Doctorat, université de Paris VII : 188 p.
- FRITZ (B.), 1981. — Étude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. *Mémoires, Sciences Géologiques*, Strasbourg, 65, 197 p.
- KAMGANG (V.), 1987. — Altération supergène des roches grenatifères de la région de Yaoundé (Cameroun) : Pétrologie-Minéralogie. Thèse de Doctorat de 3^e Cycle, université de Poitiers : 170 p.
- KASSA MOMBO (C.), 1984. — Contribution à l'étude géologique du gisement aurifère d'Ovala (massif du Chaillu, Gabon). Thèse de Doctorat de 3^e Cycle, université de Nancy I : 298 p.
- LECOMTE (P.), 1988. — Stone line profiles: importance in geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 30 : 35-61.
- LELONG (F.), 1969. — Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française). *Mémoires, Sciences de la Terre*, Nancy, 14, 210 p.
- MULLER (J.P.), BOCQUIER (G.), NAHON (D.) et PAQUET (H.), 1981. — Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, 18 (2) : 87-109.

- MULLER (J.P.) et BOCQUIER (G.), 1986. — Dissolution of kaolinites and accumulation of iron oxides in lateritic-ferruginous nodules: mineralogical and microstructural transformations. *Geoderma*, 37 : 113-136.
- MULLER (J.P.), 1987. — Analyse pétrologique d'une formation latéritique meuble du Cameroun. Essai de traçage d'une différenciation supergène par les paragenèses minérales secondaires. Thèse de Doctorat ès Sciences, université de Paris-VII, 188 p.
- NAHON (D.), 1986. — Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In : Coleman and Dethier (Ed.) : *Rates of chemical weathering of rocks and minerals*, chap. 9, Academic Press : 169-191.
- NOVIKOFF (A.), 1974. — Altération des roches dans le massif du Chaillu (République populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg : 297 p.
- SARRAZIN (L.L.), ILDEFONSE (P.) et MULLER (J.P.), 1982. — Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferrallitique. *Geochemica Cosmochemica Acta*, 46 : 1267-1279.
- TARDY (Y.), 1969. — Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg : 274 p.
- TARDY (Y.) et NAHON (D.), 1985. — Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite, and Fe³⁺-kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation. *American Journal of Sciences*, 285 : 865-903.
- TAZAKI (K.), 1982. — Micromorphology of halloysite produced by weathering of plagioclases in volcanic ash. In : V.C. Farmers V.C. (Ed.) : *International Clay Conference, Developments in Sedimentology*. Elsevier, 27 : 521-526.
- VERHEYE (W.) et STOOPS (G.), 1975. — Nature and evolution of soils developed on granitic complex in the sub-humid tropics (Ivory Coast). II. Micromorphology and mineralogy. *Pédologie*, 25 (1) : 40-55.
- YONGUE FOUATEU, 1986. — Contribution à l'étude pétrologique de l'altération et des faciès de cuirassement ferrugineux des gneiss migmatitiques de la région de Yaoundé. Thèse de Doctorat de 3^e Cycle, université de Yaoundé : 214 p.