

Sur la cristallinité des biotites kaolinisées des sols ferrallitiques de la région d'Ambalavao (Madagascar)

François SOUBIES (1) et Robert GOUT (2)

(1) U.R.605, ORSTOM et Instituto de geociências - USP, Sao Paulo, Brésil.

(2) Laboratoire de Minéralogie associé au CNRS, Université P. Sabatier - 39, allées Jules Guesde, 31400 Toulouse, France

RÉSUMÉ

Dans les sols ferrallitiques de la région d'Ambalavao formés aux dépens de roches granitiques migmatitiques, les biotites se sont pseudomorphosées en « kaolinite ». Ces « kaolinites » de l'altérite se sont ensuite transformées en gibbsite malgré la présence de quartz ce qui est contraire aux données thermodynamiques classiques.

Une étude minéralogique de ces « kaolinites » a montré qu'elles sont en fait constituées d'un mélange de kaolinites désordonnées (en faible quantité) et d'un composé « amorphe aux rayons X » (prépondérant) de même composition chimique globale. Ce composé n'est pas homogène, le rapport Al/Si pouvant varier de 0,86 à 1,6.

Il est raisonnable de penser que l'abaissement de l'enthalpie libre de formation de ce composé par rapport à celle de la kaolinite est à l'origine de sa possibilité de transformation en gibbsite même en présence de quartz.

MOTS-CLÉS : Kaolinite — Gibbsite — Cristallinité — Thermodynamique.

ABSTRACT

CRISTALLINITY OF KAOLINITISED BIOTITES IN THE FERRALLITIC SOILS OF THE AMBALAVAO AREA (MADAGASCAR)

In the ferrallitic soils of the Ambalavao area, the biotites of the initial rocks have been transformed into « kaolinite ».

The mineralogical study of these « kaolinites » demonstrated that they consist of a mixture of disordered kaolinite (in small quantity) and of an « X ray amorphous » compound, the chemical analysis of which is the same than that of kaolinite. This compound is not homogeneous and the Al/Si ratio varies between 0.86 and 1.6.

It is thought that the Gibbs free energy of this compound is smaller than that of kaolinite. This can explain the transformation of this « kaolinite » into gibbsite despite of the presence of quartz.

KEY WORDS : Kaolinite — Gibbsite — Cristallinity — Thermodynamic.

INTRODUCTION

Sur les hauts plateaux de Madagascar, les sols ferrallitiques formés aux dépens de roches granitiques riches en biotite, présentent fréquemment dans leur partie inférieure, immédiatement au-dessus de la roche mère

complètement altérée et à structure conservée, divers horizons pédologiques contenant en abondance des petites paillettes d'aspect micacé et de teinte blanchâtre. Les recherches menées en divers points de l'île par F. BOURGEAT (1970) et F. SOUBIES (1974) ont montré que ces paillettes correspondaient aux biotites de la roche mère

dégradées en kaolinite et qu'en conditions de bon drainage cette transformation biotite-kaolinite, qui revêt le caractère d'une pseudomorphose, s'effectuait sans stade intermédiaire et aboutissait à la genèse d'individus exclusivement kaoliniques. Ces individus résistent un certain temps à la pédoplasation et viennent ainsi peupler les horizons pédologiques inférieurs, B₃ ou B₂, de certains profils. Des phénomènes analogues ont été décrits en d'autres secteurs de la zone inter-tropicale. (F. LELONG, 1967 ; Y. TARDY, 1969 ; G. TSAWLASSOU, 1971 ; A. NOVIKOFF, 1974 ; A. NOVIKOFF *et al.*, 1972 ; E.B.A. BİSDOM *et al.*, 1982).

C'est une étude minéralogique détaillée de ces « macrokaolinites » qui est ici présentée. L'influence possible des caractères particuliers mis en évidence sur l'équilibre gibbsite-quartz-kaolinite est également discutée.

II. TECHNIQUES EXPÉRIMENTALES

1. Séparation des paillettes

Le sol brut a été dispersé dans une solution de soude 0,005 N puis tamisé à l'eau. Nous avons conservé la fraction 100-250 microns. Cette fraction était essentiellement constituée de paillettes de « macrokaolinites » (salies de dépôts ferrugineux) (photo 1) et de quartz. Un tri sur bande vibrante (F. SOUBIES, 1974) a permis d'éliminer la quasi totalité du quartz. Les paillettes ont alors été nettoyées au réactif de TAMM sous ultra-violet selon la méthode de A.S. De ENDREY (1963) et le protocole recommandé par P. SEGALEN (1970) et d'autres auteurs (A. CHAUVEL, 1977 ; M. ROBERT et D. TESIER, 1974).

On a vérifié sur les solutions d'attaque de nos minéraux et celles de kaolinites témoins que les quantités de Si et de Al mises en solution par ce traitement étaient négligeables. On a également vérifié que ce traitement ne modifie pas l'allure des diagrammes de R.X., d'A.T.D. et d'I.R. Par contre ce traitement a permis l'élimination des dépôts ferrugineux.

2. Techniques analytiques

ANALYSES CHIMIQUES : Elles ont été réalisées par attaque triacide. Les analyses sur sol total ont été effectuées au laboratoire ORSTOM d'Adiopodoumé tandis que celles des paillettes l'ont été au laboratoire ORSTOM de Bondy.

DIFFRACTOMÉTRIE X : Les diffractogrammes X ont été réalisés sur préparations désorientées à l'aide d'un diffractomètre Phillips PW 1010 (rayonnement filtré K α Fe ou K α Cu).

Les diffractogrammes obtenus par cette méthode présentent l'ensemble des raies de la kaolinite et des

minéraux accessoires. La présence de défauts cristallins entraîne l'affaiblissement et l'élargissement de certaines raies. Différents tests de cristallinité utilisent ces modifications (J.M. CASES *et al.*, 1982).

ANALYSES THERMOPONDÉRALES : Elles ont été réalisées avec une thermobalance Sétaram B.60 (Vitesse de chauffe : 10°C/mn, Prise d'essai : 100 mg).

SPECTROMÉTRIE INFRAROUGE : Les spectres ont été effectués à l'aide d'un spectromètre Beckman 4240 ; nous avons utilisé la technique des pastilles de KBr (1 mg d'échantillon pour 300 mg de KBr).

Nous avons principalement étudié la zone de vibration des hydroxyles (2800-4000 cm⁻¹) dans laquelle la kaolinite se caractérise par quatre bandes d'adsorption centrées sur les fréquences 3620, 3655, 3670 et 3695 cm⁻¹. L'allure du spectre dans cette zone permet de caractériser la cristallinité des kaolinites (J.M. CASES *et al.*, 1982 ; M. CRUZ-CUMPLIDO *et al.*, 1982).

MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE : Les clichés ont été réalisés au laboratoire de la SNPA à Pau (microscope Stéréoscan MK IIa). Des analyses chimiques ponctuelles ont en outre été réalisées à l'École Nationale Supérieure de l'Aéronautique et de l'Espace de Toulouse (microscope JEOL JSM U3 équipé d'un analyseur X par dispersion d'énergie).

MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE À TRANSMISSION : Des analyses chimiques ont été effectuées avec le microscope électronique à très haute tension (1 MeV) du Laboratoire d'Optique Electronique du CNRS à Toulouse qui est équipé d'un dispositif d'analyse chimique ponctuelle par étude des pertes d'énergie des électrons transmis (J. SEVELY *et al.*, 1981 et 1982).

III. LE MILIEU ET LES SOLS D'ORIGINE

1. Le milieu

Les échantillons proviennent de la plaine d'Ambalavao à 460 km au Sud de Tananarive (long.46°56' Est, lat.21°49' Sud) (fig.1, photo 2). Cette plaine de 100 km² s'inscrit à 1000 m d'altitude environ, dans un grand ensemble montagneux granito-gneissique. Elle correspond à une enveloppe d'érosion dégagée dans des roches facilement altérables (migmatites) en arrière d'un seuil formé de roches plus résistantes à l'altération (granites et quartzites). Des reliefs résiduels de roches « dures » parsèment cette pédiplaine multiconcave (photo 2). L'appauvrissement daterait de la fin du tertiaire (F. BOURGEAT, 1970).

La région est soumise à un climat tropical d'altitude, contrasté, à tendance semi-aride. Les moyennes annuelles de température et de pluviosité sont respectivement

de 20°C et 1000 mm. La saison sèche et fraîche dure 7 mois (avril-octobre). La moitié des précipitations se trouve concentrée entre Décembre et Janvier où la température moyenne atteint 23°C (mois « équatoriaux » favorables à une forte hydrolyse).

La végétation est une pseudosteppe à graminées entretenue par les brulis. Quelques témoins d'une ancienne couverture arborée subsistent çà et là sur les reliefs.

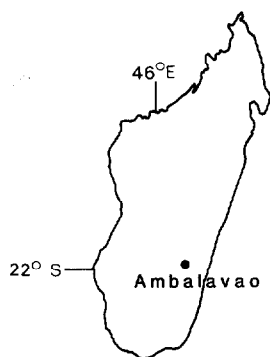


FIG. 1. — Carte de situation

2. Les sols : traits morphologiques et minéralogiques essentiels

Les sols d'où ont été extraites les paillettes kaoliniques garnissent des versants à pente douce et régulière se raccordant, en amont, à des reliefs à forte pente, généralement granitiques (photo 2). Les glacis sont déséqués par une multitude de petits vallons assurant un bon drainage d'ensemble du paysage.

La migmatite qui en constitue le soubassement est très profondément altérée : 20 m ou plus d'altération kaolinique, isovolume, très friable, où peuvent se reconnaître les lits quartzo-feldspathiques et les lits riches en ferromagnésiens originels, alternant régulièrement à l'échelle du mm ou du cm. La composition globale de la roche fraîche est celle d'une granite calco-alkalin, plus riche en ferromagnésiens que la normale (*oligoclase*, *microline*, *biotite*, *hornblende* verte).

En remontant vers la surface, vers 3 m de profondeur environ, la structure de la roche mère disparaît rapidement du fait de la pédoplasation et divers horizons pédologiques se succèdent, séparés en deux ensembles par une mince « stone-line » à cailloux de quartz anguleux, enfouie vers 1,5 m à 2 m de profondeur. On reconnaît de bas en haut :

— sous la « stone-line », immédiatement au-dessus de l'altérite isovolume : 70 cm à 1 m d'un matériau rouge pâle, argilo-limoneux, friable, bien structuré (polyédrique à grumeleux), très riche en paillettes kaoliniques (photo 3). Ces paillettes blanchâtres, à éclat nacré, sont généralement très fines et de petite taille (quelques 10⁻¹ mm). Viennent ensuite 40 à 70 cm d'un matériau rouge, argilo-sableux, à structure polyédrique très bien développée où disparaissent assez rapidement les paillettes (à l'œil nu tout au moins) en même temps que se développe une certaine pulvérulence liée à l'apparition de pseudoparticules argilo-ferrugineuses. C'est de ces horizons que proviennent les paillettes analysées.

— sur la « stone-line » : le caractère pulvérulent des matériaux s'accroît fortement, tout le plasma se présentant sous forme d'assemblage lâche de pseudoparticules (photo 4) ; la structure est massive, la cohésion très faible et la porosité très forte. Dans les 70 cm supérieurs on assiste à une dégradation de cette structure qui se marque par une diminution de la porosité et une forte augmentation de la cohésion (1).

Le pH varie peu au sein de ces matériaux et reste compris entre 5,0 et 5,5. La capacité d'échange est de l'ordre de 2 à 3 meq/100 g dans les horizons B₂, ceci pour des teneurs en argile de l'ordre de 60 %. La matière organique est plutôt faible (2 à 3 % en A₁, rarement plus) et décroît régulièrement en profondeur. Ces sols sont fortement désaturés en surface (S/T 10 à 20 %) mais moyennement à faiblement désaturés en profondeur.

IV. ÉTUDES MINÉRALOGIQUES

1. Evolution globale

Les coupes schématiques de deux de ces profils ferrallitiques très typiques de la région d'Ambalavao sont données sur la figure 2.

Sur le plan minéralogique, une évolution intéressante et qui semble assez systématique dans les sols de cette région peut être observée. Il s'agit de l'augmentation progressive des teneurs en gibbsite et quartz et de la diminution corrélative de la teneur en kaolinite au fur et à mesure que l'on s'élève dans les profils. Les diagrammes de la figure 2 où ont été reportés, pour deux profils types, les teneurs en ces différents minéraux calculées à partir des données de l'analyse triacide (sur sol total), illustrent clairement ce phénomène, de même que les diffractogrammes X correspondants (fig.3).

On peut noter que la « stone-line » n'introduit aucune discontinuité dans cet enrichissement progressif en

(1) Horizon du type « de comportement » décrits par A. CHAUVEL en Casamance (A. CHAUVEL, 1977).

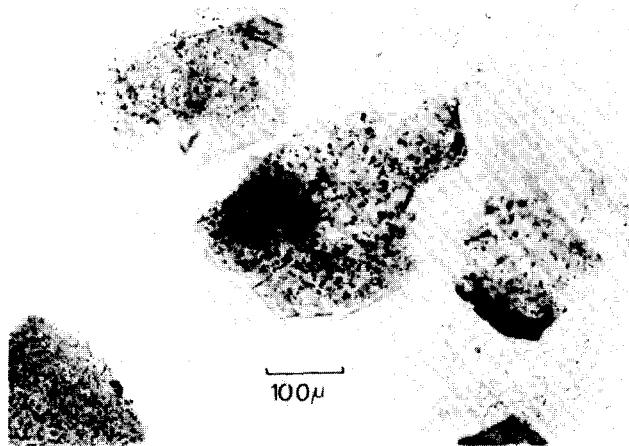


PHOTO 1. — Microphoto de paillettes de « macrokaolinite » avant nettoyage



PHOTO 2. — Un secteur de la plaine d'Ambalavao (en 2^e plan : relief résiduel entouré de glacis ; en arrière plan : ceinture montagneuse fermant l'alvéole d'érosion)

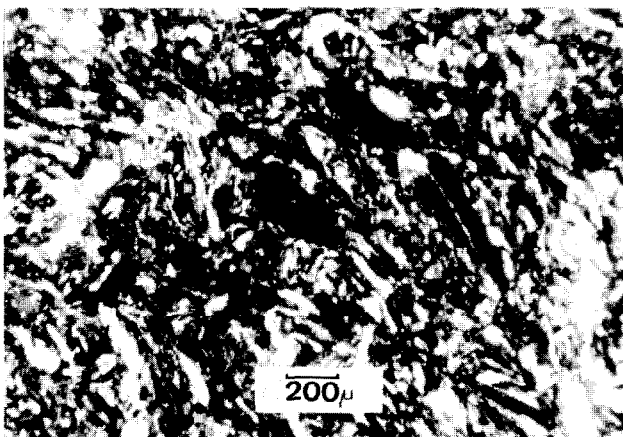


PHOTO 3. — Microphoto d'une plaque mince de sol montrant les paillettes pullulant dans un plasma argilo-ferrugineux

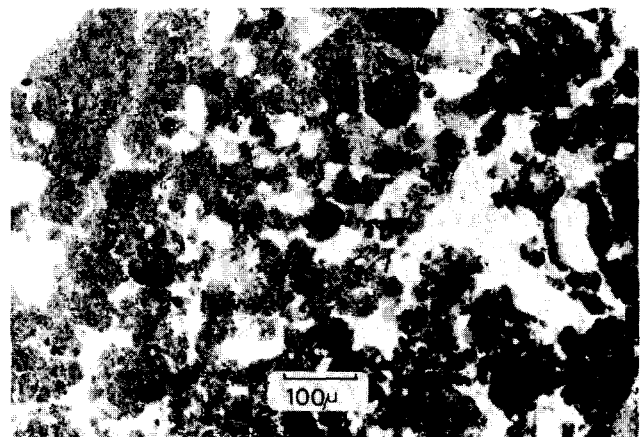


PHOTO 4. — Microphoto d'une plaque mince de sol montrant un plasma argilo ferrugineux « en boules »

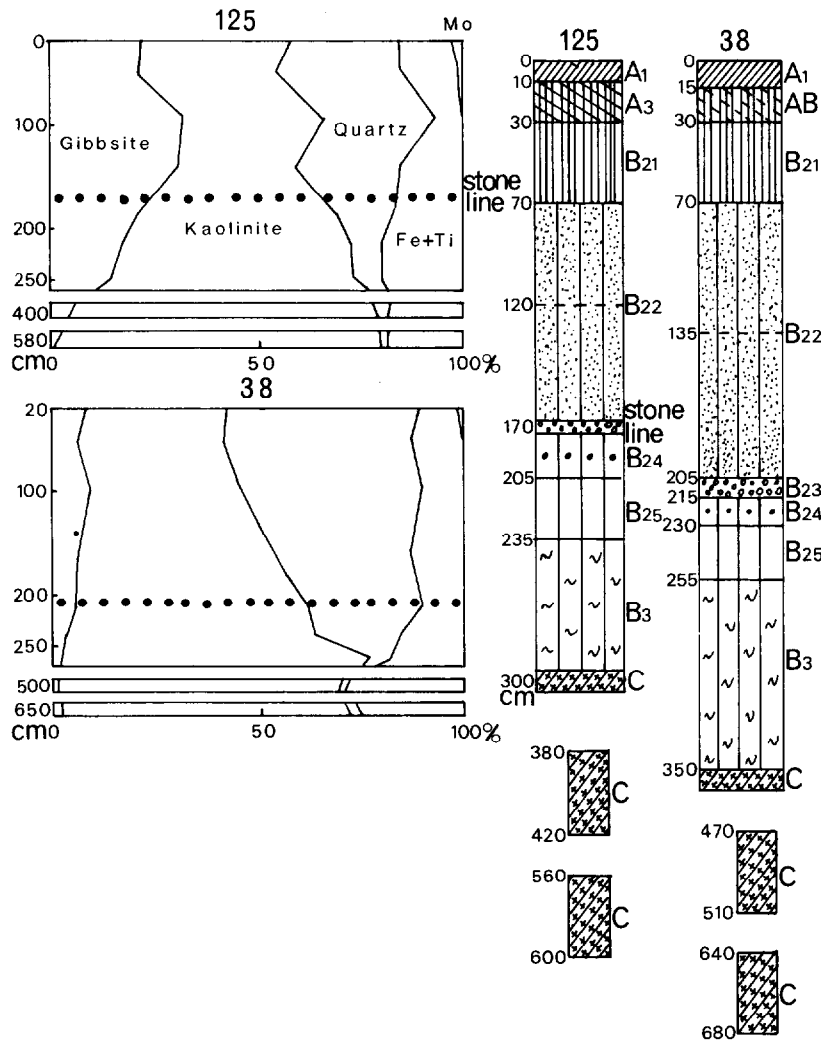


FIG. 2. — Coupes schématiques de deux profils typiques (Mo : Matière organique ; Fe+Ti : Hématite, goéthite, magnétite, ilménite)

gibbsite et quartz des profils : cette nappe de matériaux grossiers constitue simplement une discontinuité physique mais non minéralogique ou physico-chimique. D'ailleurs une étude portant sur la distribution des minéraux lourds et la morphoscopie des quartz (F. SOUBIES, 1974) dans ces sols a montré que les matériaux reposant sur la « stone-line » étaient des produits d'altération peu ou pas déplacés de la migmatite sous jacente.

On doit également noter que :

— hormis un faible appauvrissement superficiel en argile, ces sols sont exempts de tout phénomène d'en-

traînement de particules susceptible d'expliquer la concentration du quartz ;

— le fer se trouve essentiellement exprimé sous forme de goéthite faiblement alumineuse dans la partie inférieure des profils (raie (111) à 2,42-2,43 Å) dans la plupart des profils soit 15 à 23 % A100H par mole Fe00H). Cette goéthite fait place à de l'hématite finement et/ou mal cristallisée vers le haut des profils en même temps qu'une faible partie du fer se trouve éliminée. L'aluminium éventuellement libéré lors de cette évolution ne peut contribuer que très faiblement à

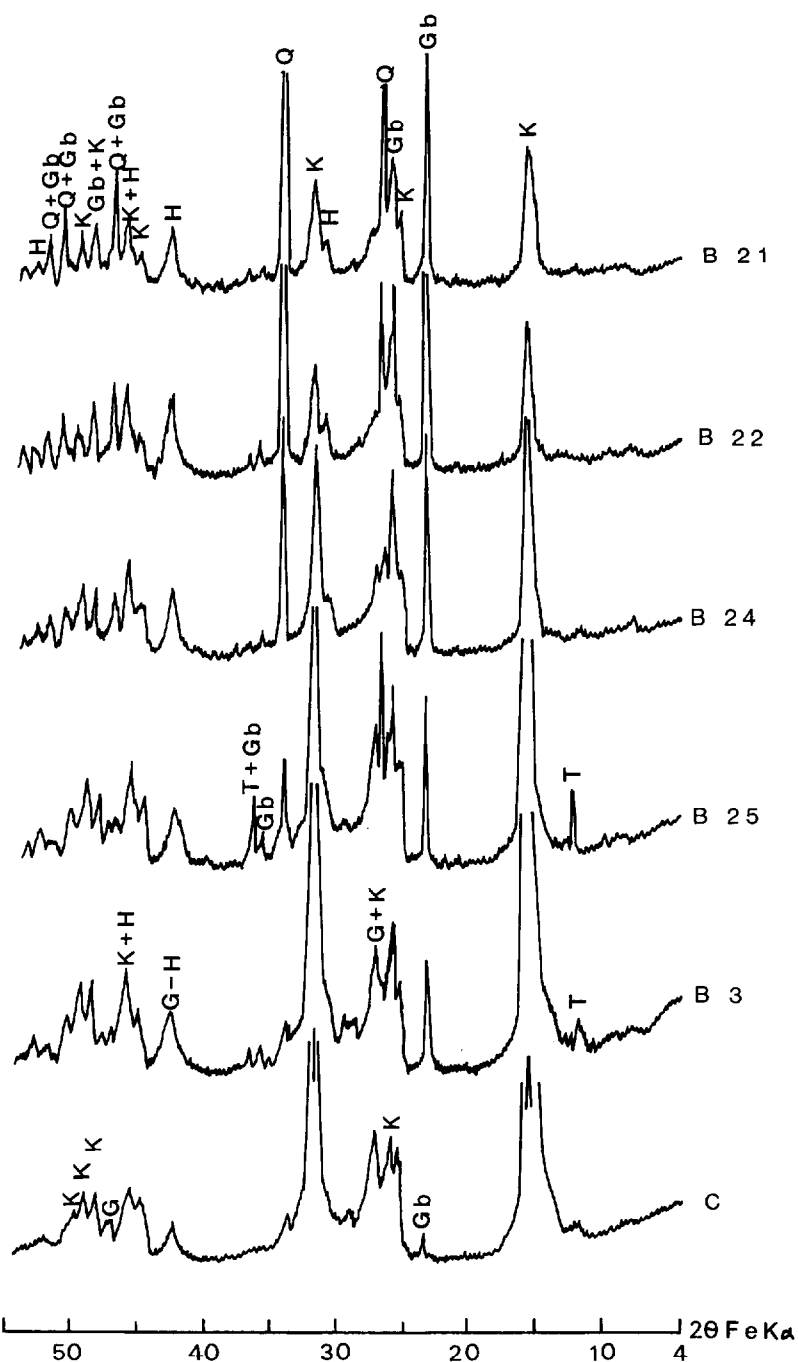


FIG. 3. — Diffractogrammes X sur sol total (profil AMT 125) (rayonnement $K\alpha$ Fe ; K : kaolinite, Gb : gibbsite, Q : quartz, G : goéthite, H : hématite, T : talc)

l'enrichissement en gibbsite des matériaux et on ne peut expliquer ainsi la genèse de véritables bauxites terreuses (cf. profil 125), non plus que la diminution des teneurs en kaolinite vers le haut des profils.

Finalement tout se passe comme si la kaolinite contenue dans l'altérite s'était transformée en gibbsite au cours de la pédogenèse. Cette interprétation semble corroborée par le fait que, lorsque la gibbsite n'apparaît

pas (ou peu) dans certains de ces profils, les teneurs en quartz et kaolinite restent sensiblement constantes de la base au sommet.

2. Etude des « macrokaolinites »

A l'aide de la technique décrite précédemment on recueille des lamelles très minces (quelques microns) aux

contours déchiquetés de teinte gris-blanc et d'éclat satiné (photos 5 et 6).

Pour cette étude cinq échantillons ont finalement été retenus qui représentent les différents états de cristallinité rencontrés : échantillons A à E classés par ordre cristallinité décroissante.

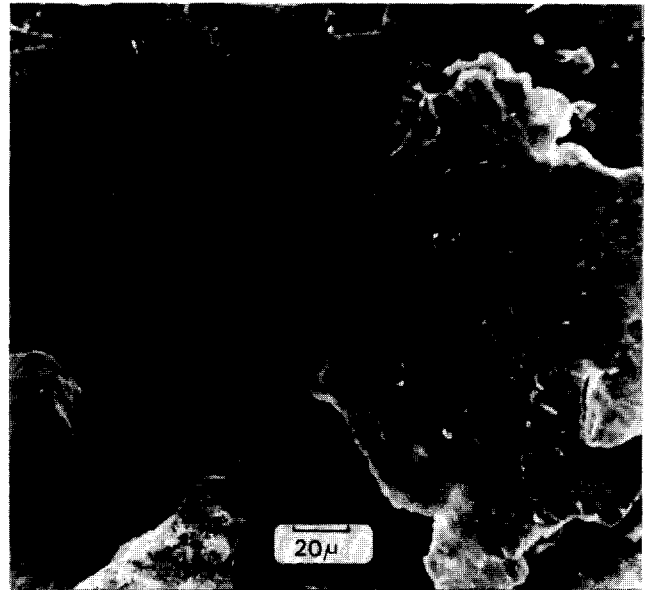
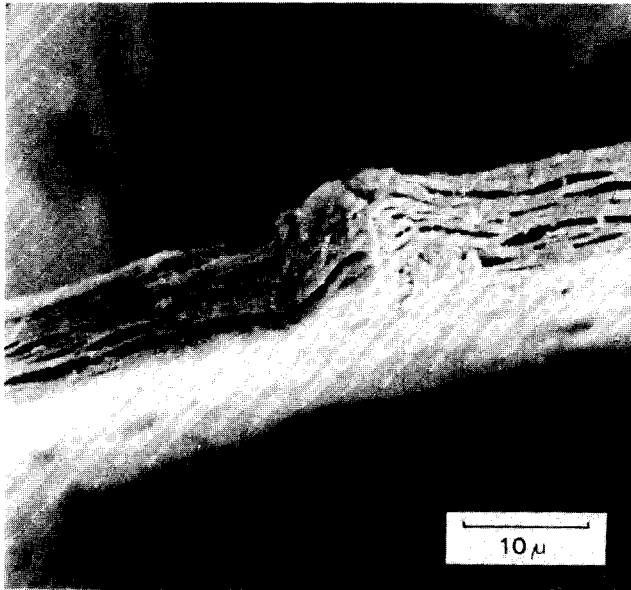


PHOTO 5 et 6. — Vues au microscope électronique à balayage des paillettes de « macrokaolinite »

ANALYSES CHIMIQUES

Les résultats de ces analyses (attaque triace) sont rassemblés dans le tableau I. La composition chimique de ces produits est sensiblement celle de la kaolinite.

On voit cependant que si l'on calcule le rapport molaire $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ on trouve des valeurs légèrement supérieures à la valeur théorique qui est égale à 2. Nous verrons plus loin que les diffractogrammes X montrent la présence d'une raie faible du quartz. Nous avons dosé par diffraction X la quantité de quartz contenue dans l'échantillon E qui a le plus fort K_i . Nous avons trouvé que cet échantillon contient $2,1 \pm 0,2$ % de quartz. Après avoir soustrait cette quantité de SiO_2 on trouve une valeur de $K_i = 2,01 \pm 0,02$. Il apparaît donc que ces biotites altérées ont une composition chimique très proche de celle de la kaolinite.

DIFFRACTOGRAMMES X

Les diffractogrammes X (fig.4), s'ils font apparaître les raies plus ou moins intenses de la kaolinite très désordonnée, montrent que ces échantillons sont en grande partie quasi amorphes aux R.X. On note en plus la présence de la raie la plus intense du quartz (3,34 Å).

TABLEAU I

Analyses chimiques (pourcentages pondéraux)
(analyses laboratoire ORSTOM, Bondy, M. PINTA)

	A	B	C	D	E
H_2O^-	0,12	0,24	0,52	0,30	0,34
H_2O^+	14,96	15,92	14,88	15,80	14,82
SiO_2	45,80	45,00	45,20	44,80	45,45
Al_2O_3	37,60	36,95	36,98	36,68	36,68
Fe_2O_3	1,00	0,97	1,33	1,32	1,52
MgO	0,016	0,041	0,025	0,033	0,032
CaO	0,105	0,113	0,133	0,115	0,048
Na_2O	0,03	0,065	0,091	0,03	0,064
K_2O	0,03	0,03	0,10	0,03	0,03
TiO_2	0,08	0,697	0,124	0,354	0,526
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
P_2O_5	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Total	99,681	99,996	99,383	99,402	99,480
$K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	2,07	2,07	2,08	2,08	2,11

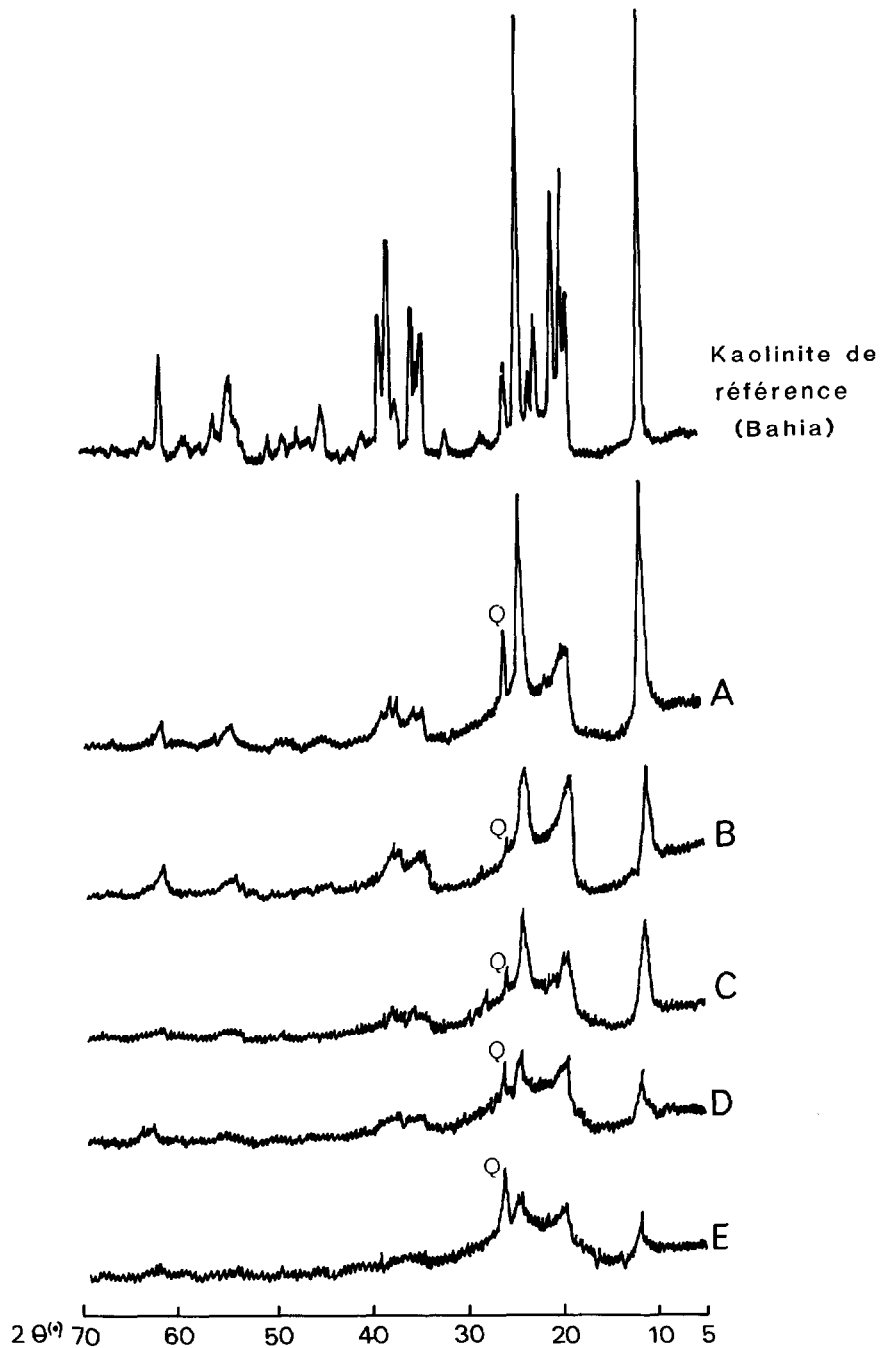


FIG. 4. — Diffractogrammes X des « macrokaolinites »
(rayonnement $K\alpha$ Cu ; Q : quartz)

ANALYSES THERMOPONDÉRALES

Sur la figure 5 sont reportées les courbes d'analyse thermopondérale (A.T.P.) et leur dérivée (D.T.G.).

Il apparaît que les courbes de ces « macrokaolinites » sont très différentes de celles des kaolinites de référence.

En particulier le départ d'eau qui, pour les kaolini-

tes, est brusque et se traduit par un pic différentiel vers 550°C s'étale vers les basses températures. La présence d'un excès d'eau ne peut à lui seul expliquer cet étalement. La plupart de l'eau contenue dans ces « macro-

kaolinites » part à basse température ; elle est donc moins bien liée que dans les kaolinites de référence.

Afin de confirmer cette observation nous avons effectué une étude par spectroscopie infrarouge.

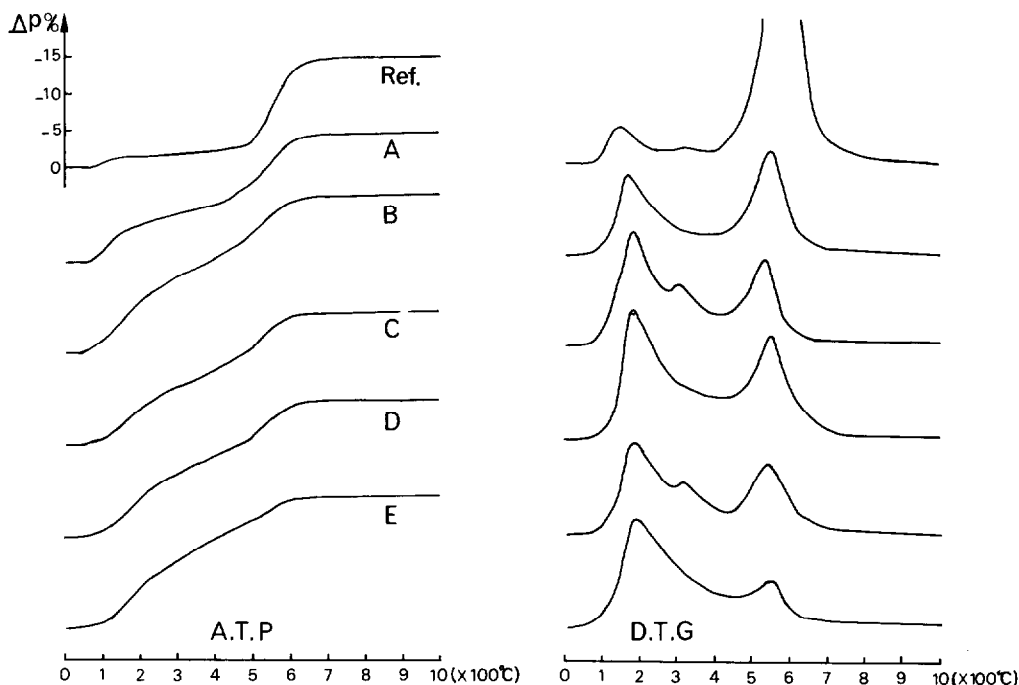


FIG. 5. — Courbes d'analyse thermopondérale (ATP) et leur dérivée (DTG)

SPECTRES INFRAROUGES

Nous avons comparé les spectres infrarouges de nos produits à ceux de kaolinites étalons. Les résultats les plus significatifs et interprétables se situent dans la zone de vibration des hydroxyles. C'est pourquoi nous nous limiterons à la zone 2800-4000 cm^{-1} .

On constate sur ces spectres (fig.6) un affaiblissement considérable des bandes caractéristiques de la kaolinite et l'apparition d'une très large bande centrée vers 3500 cm^{-1} . Cette dernière est caractéristique de l'eau très peu ou non liée.

Ici aussi la présence d'un excès d'eau ne peut à lui seul expliquer cette bande très intense.

Les données de ces différentes techniques convergent pour montrer que ces « macrokaolinites » sont composées d'un mélange de kaolinite désordonnée (en faible quantité) et d'un composé très mal cristallisé, « amorphe aux rayons X », tout en gardant globalement la composition chimique de la kaolinite.

La question se pose alors de savoir si on a affaire à des composés stoechiométriques de $K_1 = 2$ ou à des

mélanges de phases variées. Pour répondre à cette question nous avons soumis ces paillettes à une série d'analyses chimiques ponctuelles.

ANALYSES CHIMIQUES PONCTUELLES

Une première série d'analyses a été réalisée à l'aide d'une microsonde électronique. A l'échelle de cet instrument (volume analysé $1\mu^3$) il n'apparaît aucune hétérogénéité dans la répartition de Si et Al.

Une étude effectuée à l'aide d'un microscope électronique à balayage équipé d'un analyseur X en dispersion d'énergie (volume analysé $0,2\mu^3$) laisse soupçonner une certaine hétérogénéité de répartition de ces deux éléments.

Pour confirmer cette hétérogénéité nous avons effectué des analyses en microscopie électronique à transmission par perte d'énergie des électrons transmis. A l'aide de cette technique l'aire analysée a un diamètre d'environ 500 Å, l'épaisseur étant celle de l'échantillon aminci (entre 2000 et 5000 Å) soit un volume analysé de $0,01\mu^3$ maximum (J. SEVELY *et al.*, 1981).

Les études ont été effectuées sur plusieurs paillettes de l'échantillon E. Nous avons pu constater qu'à

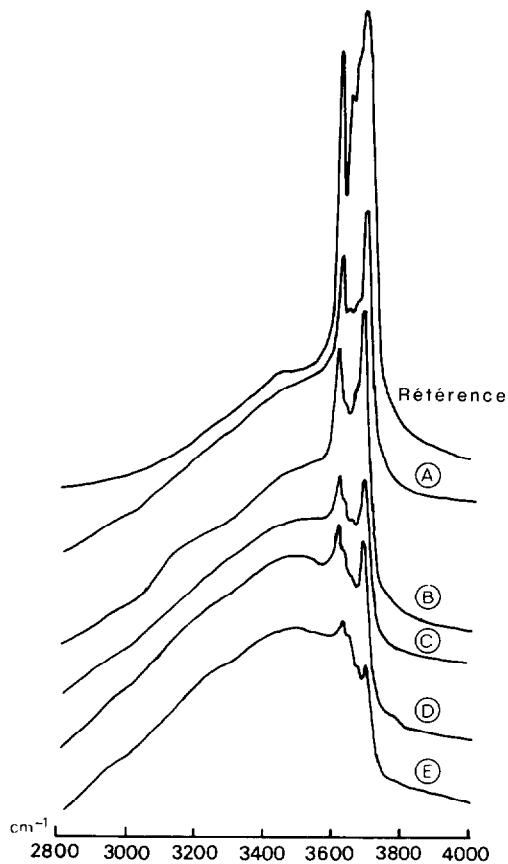


FIG. 6. — Spectres infrarouge dans la zone 2800-4000 cm^{-1}

l'intérieur de chaque paillette K_i variait entre $1,25$ et $2,3 \pm 0,2$.

Le composé « amorphe aux rayons X » constituant la majeure partie (ou la quasi totalité) de ces paillettes n'est donc pas un composé stoechiométrique mais un mélange de phases silicoalumineuses de K_i variable.

IV. CONCLUSION

Cette étude minéralogique montre que les biotites kaolinisées rencontrées en abondance dans les racines des profils étudiés correspondent en fait à un mélange de kaolinite désordonnée (en faible quantité) et d'un composé quasi amorphe (prépondérant) de même composition chimique globale. Ce composé « amorphe aux rayons X » n'est pas homogène.

Il est raisonnable de penser que l'enthalpie libre de formation de ce composé est plus faible que celle de la kaolinite, ce qui peut expliquer la genèse d'assemblages stables de gibbsite et de quartz.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 11 juin 1987

BIBLIOGRAPHIE

- BISDOM (F.B.A.), STOOPS (G.), DELVIGNE (J.), CURMI (P.), ALTEMULLER (H.J.), 1982. — Micromorphology of weathering biotite and its secondary products. *Pédologie*, XXXII, 2 : 225-252.
- BOURGEAT (F.), 1970. — Sols sur socle ancien à Madagascar. Types de différenciation et interprétation chronologique au cours du quaternaire. Thèse doctorat ès sciences, Strasbourg ; *Mém. ORSTOM* n° 57, 335 p.
- CASES (J.M.), LIETARD (O.), YVON (J.) et DELON (J.F.), 1982. — Etude des propriétés cristallographiques, morphologiques, superficielles de kaolinites désordonnées. *Bull. Min.*, 105, 5 : 439-456.
- CHAUVEL (A.), 1977. — Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *Trav. Doc. ORSTOM* n° 62, 532 p.
- CRUZ-CUMPLIDO (M.), SOW (C.) et FRIPIAT (J.J.), 1982. — Spectre infrarouge des hydroxyles ; cristallinité et énergie de cohésion des kaolins. *Bull. Min.*, 105, 5 : 493-498.
- DE ENDREDDY (A.S.), 1963. — Estimation of free iron oxides in soils and clays by a photolytic method. *Clay Miner. Bull.*, 29, 5 : 209-217.
- LELONG (F.), 1967. — Nature et genèse des produits d'altération des roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française). Thèse doctorat ès Sciences Nancy, 188 p.

- NOVIKOFF (A.), TSAWLASSOU (G.), GAC (J.Y.), BOURGEAT (F.), TARDY (Y.), 1972. — Altération des biotites dans les arènes des pays tempérés, tropicaux et équatoriaux. *Sci. Géol. Bull.*, 25, 4 : 287-305.
- NOVIKOFF (A.), 1974. — L'altération des roches dans le massif Chaillu (République populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. Thèse doctorat ès Sciences Strasbourg, 298 p.
- ROBERT (M.), TESSIER (D.), 1974. — Méthodes de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. *Ann. Agron.*, 25, 6 : 859-882.
- SEGALEN (P.), 1970. — Extraction du fer libre des sols à sesquioxydes par la méthode de De Endredy par irradiation à l'ultraviolet de solutions oxaliques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VIII, 4 : 483-493.
- SEVELY (J.), KIHN (Y.), ZANCHI (G.), DANDURAND (J.L.), GOUT (R.) et SCHOTT (J.), 1981. — Application de la spectrométrie d'électrons à la microanalyse d'échantillons minéralogiques. *Bull. Min.*, 104, 2-3 : 267-277.
- SEVELY (J.), GOUT (R.), KIHN (Y.), ZANCHI (G.), 1982. — Electron energy loss analysis in mineralogy. Congrès IMA, Varna.
- SOUBIES (F.), 1974. — Contribution à l'étude de la pédogenèse ferrallitique. Morphologique, minéralogie et évolution géochimique des formations superficielles de la cuvette d'Ambalavao (Madagascar). Thèse de 3^e cycle, Toulouse, 130 p.
- TARDY (Y.), 1969. — Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse doctorat ès Sciences Strasbourg, 274 p.
- TSAWLASSOU (G.), 1971. — Géochimie de l'altération des roches granitiques et gneissiques en pays tropical et équatorial. Evolution des biotites et des feldspaths. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 68 p.