

## ALTÉRATION DES BIOTITES DANS LES ARÈNES DES PAYS TEMPÉRÉS, TROPICAUX ET ÉQUATORIAUX

André NOVIKOFF (1), Gatién TSAWLASSOU (2), Jean-Yves GAC (3),  
Fernand BOURGEAT (4) et Yves TARDY (5)

RÉSUMÉ. — L'étude de l'altération des biotites provenant de France, de divers pays d'Afrique et de Madagascar, permet de montrer qu'il existe deux voies dans l'évolution de ce minéral. La première voie mène à la formation de kaolinite en passant par un stade intermédiaire, plus ou moins fugace, de vermiculite. Cette dégradation se produit dans un milieu lessivant et bien drainé, souvent rencontré dans les pays à climat tropical humide. Si le drainage devient excessif le produit final de l'altération de la biotite peut être la gibbsite. En climats tempérés humides et frais le stade transitoire de vermiculite est prolongé. La deuxième voie conduit à la montmorillonite. Cette transformation, observée sous les climats à nuance aride, ne peut se produire que dans des milieux confinés en silice. Des approches de calcul de formules structurales semblent montrer qu'au cours de cette transformation l'aluminium migre des sites tétraédriques vers les sites octaédriques et que les sites vacants ainsi créés sont garnis par de la silice.

(1) O.R.S.T.O.M., 24, rue Bayard, 75008 Paris; actuellement : Laboratoire de Géologie et de Paléontologie, Université Louis Pasteur, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex.

(2) Faculté des Sciences, Cotonou, Dahomey.

(3) Centre O.R.S.T.O.M., B.P. 65, Fort Lamy, Tchad.

(4) Centre O.R.S.T.O.M., B.P. 434, Tananarive, République Malgache.

(5) Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface, C.N.R.S. et Laboratoire de Géologie et de Paléontologie, Université Louis Pasteur, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex.

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 29 Mex1

Cote : B

## INTRODUCTION

Ces dernières années, l'inventaire des mécanismes de l'altération des micas par voie expérimentale a été poursuivi dans le détail.

De nombreux travaux et notamment ceux de ROBERT (1970) ont révélé l'importance des facteurs qui entrent en jeu lors de la vermiculitisation :

- oxydation du  $Fe^{2+}$  en  $Fe^{3+}$ ;
- composition de la couche octaédrique;
- orientation des dipôles OH de la structure (BASSETT, 1960);
- taux de substitution des  $OH^-$  par  $F^-$ ;
- cinétique différentielle de l'attaque des couches, interfoliaires, octaédriques et tétraédriques, en fonction du pH des solutions d'attaque.

L'étude de l'altération des micas, et particulièrement des biotites en milieu naturel a également progressé. Des échantillons provenant de milieux très variés ont été étudiés. La séparation et l'analyse des phases séparées permettent maintenant de proposer un schéma de l'altération des biotites non seulement en vermiculite mais aussi en kaolinite et en montmorillonite.

Les grandes lignes de ce schéma ont déjà été proposées par TARDY (1969), PAQUET (1970) et TARDY, PAQUET et MILLOT (1970). Des précisions ont pu y être apportées par l'étude d'échantillons d'arènes granitiques en provenance de Madagascar, du Congo-Brazzaville, de République Centrafricaine, de Haute-Volta et du Tchad (TSAWLASSOU, 1971 et NOVIKOFF, 1973).

Les principaux résultats obtenus sont présentés ici.

## I — MÉTHODES

Après concassage, les échantillons ont été soumis à un broyage ménagé, au moyen d'un broyeur dont les cylindres sont écartés d'un millimètre. Les échantillons broyés ont ensuite été tamisés à sec, puis lavés avec ménagement dans le seul but de débarrasser les minéraux des fines poussières adhérant à leur surface.

Une première séparation a été obtenue au moyen d'un distributeur vibrant SINEX dont la gouttière à fond plat est animée d'un mouvement vibratoire à composantes verticale et longitudinale. Incliné, l'extrémité ouverte de la gouttière vers le haut, cet appareil permet une séparation des micas en favorisant la remontée des grains plats alors que les grains ronds bien que sollicités vers le haut, roulent et s'accumulent vers le bas.

Les fractions micacées ainsi obtenues ont été purifiées au séparateur magnétique « Isodynamic Franz ». Les micas altérés dont la pureté a auparavant été contrôlée à la loupe binoculaire ont été broyés. Puis la fraction fine de la poudre obtenue a été mise en suspension et étudiée par diffraction des rayons X. Les analyses chimiques ont été effectuées suivant les méthodes décrites par : ATAMAN (1963) pour  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , MgO, CaO,

Mn<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, TiO<sub>2</sub> et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total; KREMPP (1969) pour Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O; INGAMILLS (1960) pour FeO; GUTH et WEY (1969) pour F; STEINBERG (1970) pour les mesures d'Al tétraédrique et Al octaédrique par fluorescence X.

## II — RÉSULTATS DE L'ÉTUDE MINÉRALOGIQUE

### A — LES SOLS DU TCHAD

La chaîne de sols de Kosselili est située dans le Guéra au Tchad. Le climat actuel y est de type sahélo-soudanais avec une saison des pluies de quatre mois et des précipitations moyennes de 850 mm. L'étude des mécanismes de fonctionnement de cette chaîne (BOCQUIER, 1968; PAQUET, 1970; BOCQUIER, PAQUET et MILLOT, 1970; BOCQUIER, 1971) montre que dans les vertisols et les solonetz de l'aval la montmorillonite est venue remplir les pores d'anciens horizons lessivés à kaolinite. A des conditions favorables à un lessivage des ions ont succédé, en remontant de l'aval vers l'amont, des conditions favorables au piégeage de la silice, du fer et du magnésium qui se combinent dans la montmorillonite.

Pour chacun des seize échantillons, trois fractions granulométriques ont été analysées. D'une façon générale les biotites des horizons lessivés ou des horizons d'accumulation ne sont pas très altérées. Quel que soit le type d'horizon, la kaolinite est le produit secondaire dominant. La montmorillonite est souvent décelée et particulièrement dans les horizons de l'aval. La vermiculite et les interstratifiés sont pratiquement absents.

L'origine de la kaolinite à l'aval doit être rapportée à une époque de l'histoire de la chaîne où régnaient des conditions propres aux milieux lessivants. La montmorillonite, au contraire, serait un produit plus récent de l'altération des biotites en milieu plus confiné.

### B — LES SOLS DE HAUTE-VOLTA

La chaîne de sols analysée est située dans la région de Thion en Haute-Volta. Le climat y est de type sahélo-soudanais caractérisé par une longue saison sèche et des précipitations moyennes annuelles de l'ordre de 700 mm.

Au pied d'une butte témoin dont le sommet est formé d'un vieux manteau d'altération, des sols bruns eutrophes vertiques succèdent à des sols ferrugineux développés sur matériau d'altération ancien.

Dans les trois fractions granulométriques des huit biotites analysées, la kaolinite domine dans les profils de l'amont et la montmorillonite dans les profils de l'aval. Ici encore les indications de BOULET (1970) montrent que la kaolinite peut être considérée comme un produit d'altération ancienne liée à des climats plus humides, tandis que la montmorillonite peut être rattachée à une altération récente liée à des climats plus arides.

### C — LES SOLS DE RÉPUBLIQUE CENTRAFRICAINE

Le climat de cette région est tropical de type soudano-guinéen à deux saisons bien tranchées. La hauteur moyenne annuelle des précipitations se situe autour de 1500 mm.

Trois séries de profils ont fourni les dix-huit échantillons étudiés. Ce sont ceux de la vallée du Fourou dans la région de Boguila, ceux de la vallée de la Penbé près du village du Boganon et enfin ceux du bassin de la Ngara près du village de Badali. Les roches mères de ces profils sont toutes des granites ou des migmatites, les sols sont rouges et de type ferrallitique moyennement ou faiblement désaturés sur les hauteurs, et beiges ou ocres et de type ferrugineux tropical dans les bas-fonds. Les échantillons proviennent de la partie haute des profils généralement très épais. Les résultats obtenus par diffraction des rayons X sur les biotites altérées sont tous identiques. La kaolinite est le produit d'altération le plus communément obtenu. Les interstratifiés sont fréquents mais subsistent en très faibles quantités. La montmorillonite est absente.

### D — LES SOLS DE MADAGASCAR

Treize échantillons ont été étudiés. Ils proviennent de sols ferrallitiques sur granites ou migmatites en climat équatorial (pluviosité 2 500 mm) dans la région de la côte ou en climat tropical humide (pluviosité de 1 500 mm) dans la région des Hautes-Terres. La situation géomorphologique et les conditions de développement de ces sols ont été décrites par BOURGEAT (1972).

Les résultats obtenus sur les biotites altérées montrent que la kaolinite est le minéral secondaire dominant. Les interstratifiés mica-vermiculite et la vermiculite sont souvent présents et parfois en quantités importantes. La montmorillonite n'a jamais été décelée.

### E — LES SOLS DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE DU CONGO

Les deux massifs étudiés sont ceux du Chaillu et du Mayombe. Le climat de ces deux régions est rattaché au type guinéen forestier. La pluviosité varie entre 1 600 et 2 000 mm et la moyenne annuelle des températures se situe aux environs de 26 °C. Les trente-deux échantillons analysés ont été regroupés en fonction de la qualité du drainage qui affecte l'environnement où ils ont été prélevés.

#### 1. Milieu à percolation rapide

Les échantillons ont été prélevés dans la carrière de Guéna dans le massif du Mayombe. Le profil est localisé au sommet d'une colline. La roche saine, située à 2,5 m de profondeur est un gneiss à deux micas, pauvre en feldspaths, riche en biotite et calcite, passant à des cipolins. Dès les premiers stades de l'altération, la calcite est dissoute et ceci contribue à améliorer le drainage.

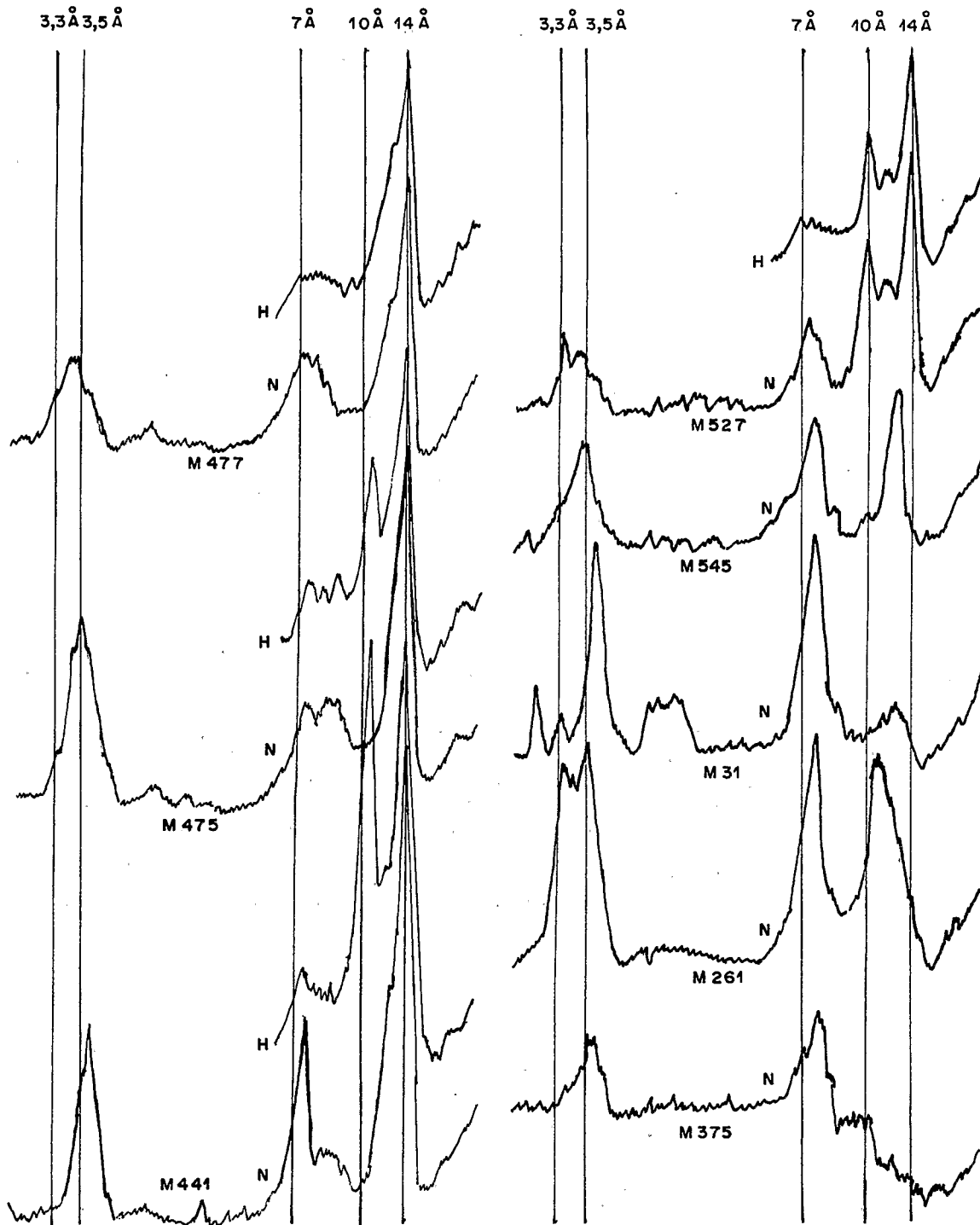


FIG. 1. — Diagrammes de diffraction de rayons X de vermiculite et d'interstratifiés biotite-vermiculite s'altérant en kaolinite. N : normal, H : traité à l'hydrazine.

Les diffractogrammes de rayons X montrent qu'en partant d'une biotite saine on aboutit, cinquante centimètres au-dessus de la roche, à un mélange de gibbsite et de kaolinite. Les stades intermédiaires contenant des interstratifiés biotite-vermiculite et vermiculite sont bien visibles. Entre les pics à 10 Å et 7 Å, on observe des bombements ou même des pics qui pourraient correspondre à des interstratifiés kaolinite-vermiculite.

L'observation microscopique permet de préciser que l'altération en gibbsite se manifeste en même temps que l'altération en kaolinite, en affectant préférentiellement les joints et les extrémités des lamelles.

## 2. Milieu assez bien drainé

Les profils étudiés sont ici situés au-dessus du niveau de la nappe et le milieu est celui de sols en permanence humides mais non gorgés d'eau. Les échantillons prélevés dans cette zone du Massif du Chaillu dérivent d'une granodiorite. La biotite s'altère en kaolinite par l'intermédiaire de stades transitoires constituées de vermiculite et d'interstratifiés biotite-vermiculite.

Trente centimètres au-dessus de la roche saine, alors que les plagioclases sont depuis un certain temps complètement dégradés en gibbsite, les micas disparaissent, la kaolinite devient le seul produit d'altération de la biotite.

## 3. Milieu à drainage médiocre

Dans les vingt-deux cas étudiés, les profils sont situés en bas de pente dans la zone de battement de la nappe. Les roches mères sont essentiellement des granodiorites ou des diorites quartziques. Dans ce cas, les feldspaths ne s'altèrent pas en gibbsite, mais en allophanes, kaolinite et halloysite.

Le dernier stade de l'altération de la biotite est la kaolinite mais les stades intermédiaires biotite-vermiculite et surtout vermiculite sont prolongés jusqu'à plus d'un mètre au-dessus de la roche mère saine. De plus les interstratifiés vermiculite-kaolinite semblent également mieux représentés ici que dans les autres cas. En effet, les diffractogrammes présentés sur la figure 1 montrent des pics à 7,1 Å très ouverts vers les petits angles de même qu'un bombement entre 7,1 Å et 10,3 Å qui se manifeste d'autant plus nettement que la vermiculite est plus abondante et semble s'estomper au fur et à mesure que la kaolinite devient dominante.

## 4. Milieu à drainage très ralenti

Dans les cas étudiés, l'altération se produit sous le niveau de la nappe dans un milieu réducteur constamment gorgé d'eau. Comme ailleurs, l'altération de tous les minéraux conduit à la kaolinite mais ici les étapes intermédiaires de l'altération de la biotite en interstratifiés biotite-vermiculite, en vermiculite et en interstratifiés vermiculite-kaolinite sont prolongés d'autant plus haut dans les profils que les roches sont plus basiques. Les diffractogrammes de rayons X (fig. 1, M 545 - M 31 et M 261), montrent des pics à 7,3 Å et 3,52 Å au lieu de 3,57 Å. Cette anomalie disparaît après quatre heures de chauffage à 300 °C des échantillons.

La transformation des feldspaths en kaolinite est plus rapide que celle de la biotite mais il faut noter qu'à la base des profils les plagioclases livrent une montmorillonite fugace.

### 5. Conclusion

L'exemple des premiers stades de l'altération des granites au Congo montre donc que :

— D'une façon générale, la biotite s'altère en kaolinite par l'intermédiaire d'interstratifiés biotite-vermiculite, de vermiculite et d'interstratifiés vermiculite-kaolinite dont l'importance va en croissant lorsque le drainage se ralentit ou que la roche devient plus basique. Les stades gibbsitiques ne sont atteints que dans des cas extrêmes.

— Parallèlement à l'altération de la biotite, les feldspaths livrent une gamme plus variée de minéraux qui reflètent de façon plus sensible les conditions de drainage : gibbsite dans les cas de percolation très rapide, kaolinite de façon générale et montmorillonite fugace dans les cas où le drainage est ralenti.

## F — LES ALTÉRATIONS EN CLIMAT TEMPÉRÉ

Les résultats présentés ici sont ceux qui ont été obtenus par TARDY (1969) dans les Vosges, dans le Massif Central, en Bretagne et en Corse où les climats sont de type tempéré avec, en moyennes annuelles, 1 000 mm de pluviosité et 10 °C de température.

Les produits de l'altération des biotites sont variés :

- la vermiculite et les interstratifiés mica-vermiculite dominent;
- la montmorillonite est souvent présente;
- les interstratifiés mica-kaolinite apparaissent fréquemment en Corse et dans le Massif Central;
- la kaolinite est rare.

L'influence du climat actuel est souvent difficile à préciser car dans bien des cas la formation de ces arènes a nécessité un temps très long. On peut penser cependant que comme dans les Vosges la vermiculite est le produit le plus fréquent de l'altération des micas en pays tempérés. Cette approche minéralogique laisse déjà entrevoir que ces deux voies de l'altération des micas se distinguent l'une de l'autre par une transformation chimique de nature différente. Dans le cas de l'altération en vermiculite, le mica évolue par soustraction en perdant son cation interfoliaire et une partie des cations octaédriques lessivables, sans pour autant que sa charge tétraédrique soit de beaucoup réduite. Dans le cas de l'altération en montmorillonite, le lessivage des cations intervient aussi, mais il s'accompagne d'une réduction de charge probablement due à l'entrée de silicium dans les tétraèdres (TARDY, 1969). Ce mécanisme devrait s'accompagner d'une migration de l'aluminium tétracoordonné vers les sites hexacoordonnés et c'est ce que l'étude chimique des premiers stades de l'altération des micas va montrer.

## G — CAS DE L'ALTÉRATION DE L'ILLITE EN CLIMAT MÉDITERRANÉEN

PAQUET *et al.* (1969) et PAQUET (1970) ont décrit l'altération des illites sédimentaires dans le Nord-Est du Maroc. Dans les régions montagneuses (Bni-Snassene et Kebdana),

le climat est de type sub-humide à pluviosité de 600 mm et les sols rouges lessivés sont de type fersialitique. Les argiles de ces sols sont des interstratifiés illite-vermiculite et de la vermiculite. Dans la zone des basses collines le climat est plus aride, la pluviosité diminue jusqu'à 400 mm, les sols rouges sont moins lessivés et le calcaire s'y accumule. L'illite ouverte est accompagnée d'interstratifiés illite-montmorillonite abondants.

Ainsi, sur un matériel parental identique, se différencient deux types d'évolution bien marqués. L'évolution vers la vermiculite s'ébauche dans les sols les mieux drainés, tandis que l'altération vers la montmorillonite se manifeste dans les sols moins bien drainés. On peut ici, le long d'un versant, établir une comparaison avec les résultats déjà décrits dans les autres régions; vermiculite dans les pays humides et montmorillonite dans les pays arides.

## II — ÉTUDE CHIMIQUE DES PREMIERS STADES DE L'ALTÉRATION DES BIOTTES

Quinze échantillons de biotite altérée et provenant de la chaîne de sols de Kosselili au Tchad ont été analysés. Ils représentent différents stades d'altération du mica en cours d'évolution vers la kaolinite. Les calculs présentés permettent de calculer les taux de kaolinite formée et d'approcher les changements qui affectent les feuilletés durant leurs premiers stades de transformation.

### A — ANALYSES CHIMIQUES

Les analyses chimiques présentées dans le tableau I ont été classées en fonction des teneurs en  $K_2O$  décroissantes entre 9,5 % pour la biotite la plus saine et 2,25 % pour la biotite la plus altérée.

On remarque un enrichissement relatif en  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , mais absolu en  $CaO$  et  $H_2O^+$ , l'enrichissement en  $Fe_2O_3$  étant dû principalement à l'oxydation rapide du  $Fe^{2+}$  en  $Fe^{3+}$ . Pour chiffrer l'importance du lessivage ou de l'accumulation relative, on a calculé les rapports présentés dans le tableau II en se référant à l'élément majeur le moins lessivé (Al).

### B — CALCUL DES FORMULES STRUCTURALES

Les formules structurales sont de façon classique établies avec les conventions suivantes :

- calcul du nombre de cations pour une maille déshydratée comprenant 22 charges négatives;
- remplissage des sites tétraédriques par du silicium puis par de l'aluminium;
- l'aluminium restant est placé en position octaédrique;
- tous les autres cations sont placés dans les octaèdres, à l'exception des ions alcalins et du calcium placés en position interfoliaire.

Mais cette méthode est conventionnelle et il est difficile d'admettre qu'elle puisse toujours correspondre à la réalité.



TABLEAU I

Analyses chimiques des biotites saines et altérées de la chaîne de Kosselili

Echantillons N°	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	F	Somme
K 2/3 ( 80-200 μ) 15	38,16	16,64	11,15	0,2	6,0	13,5	0,387	2,96	0,11	9,48	0,53	0,65	99,78
K 2/3 (200-315 μ) 14	37,8	16,4	11,05	0,3	5,7	13,7	0,384	3,43	0,10	9,53	0,51	0,66	99,3
K 1/2 (200-360 μ) 13	38,5	17,3	9,95	0,4	7,9	12,7	0,318	2,95	0,15	9,24	0,98	0,61	101,7
K B <sub>5</sub> (200-360 μ) 3	36,1	17,3	9,4	0,3	17,6	1,2	0,245	2,89	0,19	7,08	5,63	n.d.	98,04
K A <sub>4</sub> (125-200 μ) 1	37,3	17,7	9,4	0,5	17,1	1,7	0,235	2,71	0,24	6,68	5,31	0,55	99,5
K A <sub>4</sub> (200-360 μ) 2	37,0	18,0	9,2	0,5	17,4	1,3	0,235	2,60	0,19	6,67	6,11	n.d.	99,3
K D <sub>9</sub> (200-400 μ) 7	38,8	17,1	8,8	0,8	19,1	1,0	0,259	2,68	0,24	6,35	5,88	n.d.	101,1
K D <sub>9</sub> ( 80-200 μ) 8	37,9	17,2	8,9	0,8	18,6	1,1	0,248	2,58	0,23	6,33	5,68	0,53	100,1
K C <sub>8</sub> (200-400 μ) 4	38,3	17,6	9,0	0,8	18,2	0,9	0,272	2,80	0,23	5,87	6,15	n.d.	100,7
K C <sub>8</sub> ( 50-125 μ) 6	39,5	18,5	8,7	0,8	17,3	0,9	0,264	2,65	0,23	5,84	6,58	n.d.	101,4
K C <sub>8</sub> (125-200 μ) 5	38,0	18,0	8,8	0,8	17,6	1,1	0,259	2,67	0,19	5,80	6,51	n.d.	99,8
K J <sub>5</sub> (200-400 μ) 10	37,7	17,6	7,6	1,0	17,4	1,2	0,194	2,54	0,14	4,80	7,70	n.d.	98,3
K H <sub>9</sub> (125-200 μ) 9	35,3	16,1	7,3	1,2	25,5	1,1	0,259	2,42	0,19	4,08	6,32	n.d.	99,9
K J <sub>5</sub> ( 50-125 μ) 11	40,1	21,9	6,3	1,0	13,0	1,4	0,164	1,99	0,14	3,88	8,39	0,38	98,8
K J <sub>6</sub> ( 50-125 μ) 12	43,0	24,7	4,0	1,3	11,1	1,4	0,119	1,45	0,10	2,24	10,37	n.d.	99,96

En effet il faut être assuré que tous les éléments sont bien dans la structure. Il faut aussi connaître la répartition de l'aluminium entre la couche tétraédrique et la couche octaédrique. Il faut encore savoir si tout le magnésium, le fer et le manganèse sont bien en position octaédrique et non pas en position interfoliaire. Il faut enfin déterminer avec précision les quantités d'ions H<sup>+</sup> qui font partie de la structure et les distinguer de ceux qui sont liés à l'eau d'hydratation interfoliaire.

Tous ces paramètres peuvent être d'autant moins maîtrisés que toutes les biotites altérées contiennent une petite quantité de kaolinite; mais des mesures complémentaires permettent une approche plus précise.

### 1. Détermination du pourcentage d'aluminium tétraédrique par fluorescence X (Steinberg, 1970)

Les résultats sont les suivants :

Ech. N°		Ech. N°		Ech. N°	
15	90-94 %	14	85-89 %	13	85-90 %
3	68-72 %	1	69-71 %	2	64-67 %
7	79-82 %	8	73-76 %	4	68-71 %
6	65-69 %	5	68-72 %	10	51-54 %
9	66-70 %	11	43-45 %	12	38-42 %

Ces données permettent déjà de restreindre le nombre des hypothèses à faire pour bâtir les formules structurales.

On constate qu'il faut tenir compte du titane dans le calcul des formules. En effet, le taux de substitution tétraédrique de l'aluminium, mesuré par fluorescence X, est plus proche du taux d'aluminium calculé à partir de l'analyse, lorsqu'on inclut le titane dans les réseaux.

Cependant les pourcentages de substitution tétraédrique mesurés par fluorescence X sont généralement plus faibles que ceux qui sont obtenus par calcul à partir des analyses chimiques (fig. 2). Il est à remarquer que seules les valeurs correspondant aux micas sains coïncident. Ceci montre que, dans les échantillons étudiés, il est important de pouvoir estimer avec précision le taux de kaolinite qui demeure à l'état d'impuretés, pour connaître la répartition de l'aluminium tétraédrique et octaédrique dans les feuillettes du mica.

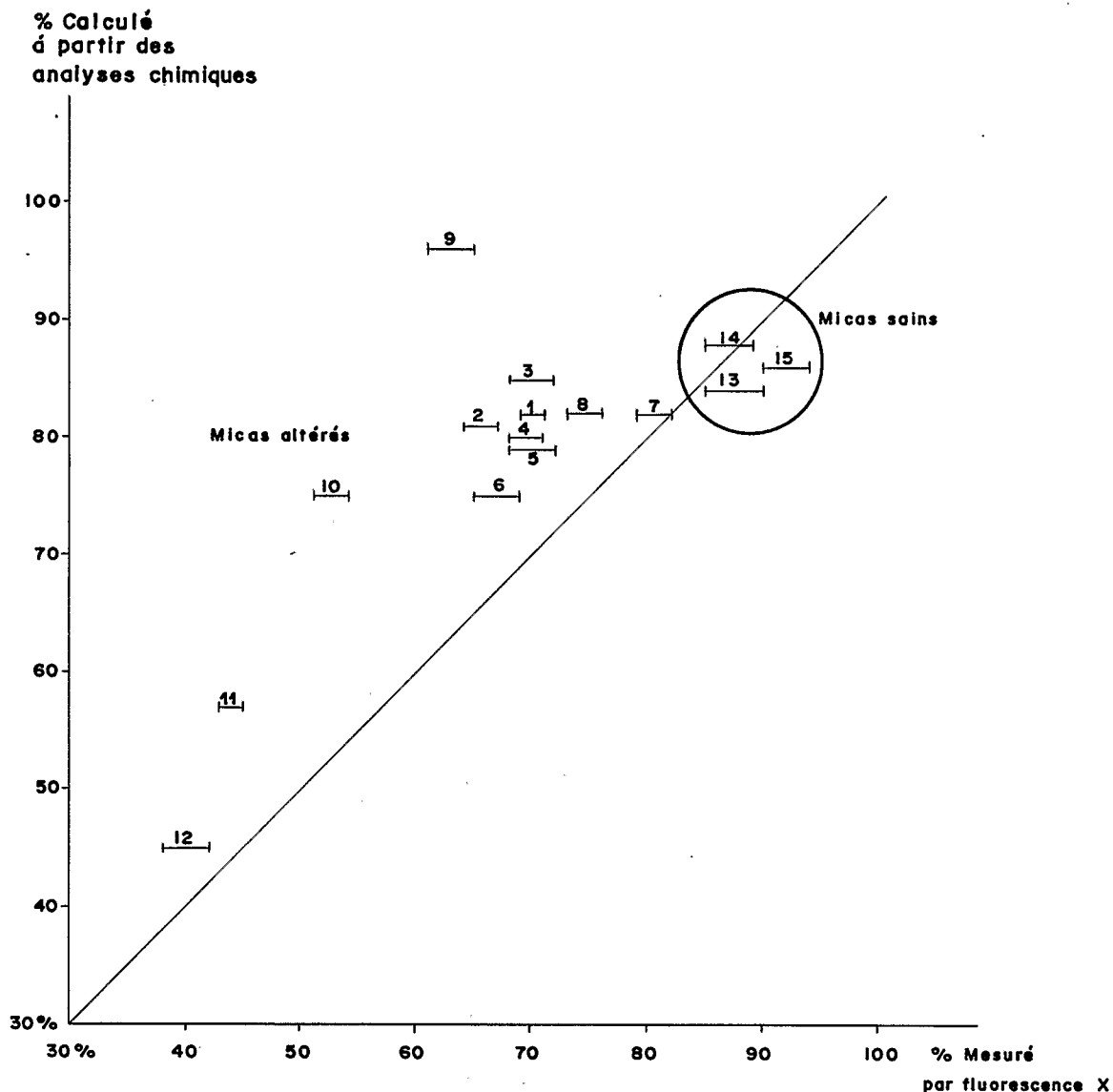
TABLEAU II

*Coefficients de lessivage ou d'accumulation calculés par rapport à l'alumine*

Echantillons N°	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Mn}_3\text{O}_4}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
15	2,29	0,67	0,01	1,28	0,02	0,18	0,01	0,57
14	2,29	0,67	0,02	1,29	0,02	0,18	0,01	0,58
13	2,22	0,57	0,02	1,28	0,02	0,20	0,01	0,53
3	2,09	0,54	0,02	1,09	0,01	0,17	0,01	0,41
1	2,11	0,53	0,03	1,07	0,01	0,15	0,01	0,38
2	2,06	0,51	0,03	1,04	0,01	0,14	0,01	0,37
7	2,27	0,51	0,05	1,18	0,01	0,16	0,01	0,37
8	2,20	0,52	0,05	1,15	0,01	0,15	0,01	0,37
4	2,21	0,51	0,05	1,09	0,01	0,16	0,01	0,33
6	2,13	0,47	0,04	0,99	0,01	0,14	0,01	0,32
5	2,11	0,49	0,04	1,04	0,01	0,15	0,01	0,32
10	2,19	0,45	0,06	1,05	0,01	0,14	0,01	0,27
9	2,19	0,45	0,07	1,66	0,02	0,15	0,01	0,25
11	1,83	0,29	0,05	0,66	0,01	0,09	0,01	0,18
12	1,74	0,16	0,05	0,51	0,01	0,06	0,00	0,09

## 2. Mesure des densités

Les mesures de densité obtenues au picnomètre, bien que peu précises, permettent de se faire une idée des variations au cours des transformations étudiées. Ainsi la densité


 FIG. 2. — Pourcentage de substitution tétraédrique  $Al^{IV}/Al^{VI}$ 

des biotites saines est de l'ordre de 3,25, tandis que la densité des biotites les plus altérées est de l'ordre de 2,65.

En première approximation on peut supposer que les impuretés de kaolinite ne sont pas assez importantes pour fausser le calcul isovolumétrique. De plus, les biotites en voie d'altération conservent une équidistance réticulaire de 10 Å, ce qui indique que le volume reste conservé. Dans ce cas l'aluminium total semble demeurer constant au cours de la transformation (échantillon 14 :  $d = 3,25$ ;  $Al_2O_3 = 16,5\%$ ; poids d' $Al_2O_3$  dans 100 cc

de mica = 54 g, échantillon 11 :  $d = 2,65$  :  $Al_2O_3 = 22\%$  ; poids d' $Al_2O_3$  dans 100 cc de biotite altérée = 58 g).

Grâce à ce raisonnement, on peut remarquer aussi que l'accroissement de silice enregistré dans les analyses présentées n'est que relatif puisqu'en valeur absolue, dans un même volume de mica très altéré, le taux de silice diminue (échantillon 14 :  $SiO_2 = 122$  g pour 100 cc ; échantillon 11 :  $SiO_2 = 106$  g pour 100 cc).

On peut ainsi supposer que la transformation s'est faite à aluminium constant et que tous les autres éléments ont subi une perte appréciable, le silicium étant, parmi eux, celui qui est le moins lessivé.

### 3. Formules structurales

Pour tenir compte de la présence de kaolinite, on a dû procéder au calcul par étapes successives. On a considéré tout d'abord que l'aluminium restait constant au cours de l'altération et ceci a été confirmé par le calcul isovolumétrique. Le pourcentage d' $Al_2O_3$  des micas altérés a donc été ramené à celui du mica sain (16,52 %) par un facteur de correction donné dans la colonne (1) du tableau III. Les pourcentages d'aluminium tétraédrique obtenus par fluorescence X sont portés dans la colonne (2) du même tableau. On en déduit donc un pourcentage d'aluminium hexacoordonné réparti entre les feuillets des micas et de la kaolinite ( $Al_2O_3^{VI}$  kaolinite +  $Al_2O_3^{VI}$  mica) donné dans la colonne (3). Les taux de  $SiO_2$  corrigés ( $SiO_2$  kaolinite +  $SiO_2$  mica) apparaissent dans la colonne (4).

Le calcul du taux de kaolinite et donc de la répartition de  $SiO_2$  et  $Al_2O_3^{VI}$  entre la kaolinite et les micas a été conduit, en faisant plusieurs hypothèses, pour ne retenir finalement que celle qui est apparue comme la plus fiable.

En effet si on appelle  $b$  le rapport  $SiO_2/Al_2O_3$  des feuillets micacés :

$$SiO_2 \text{ mica} = b (Al_2O_3^{IV} \text{ mica} + Al_2O_3^{VI} \text{ mica}) = Al_2O_3 \text{ mica}$$

$$SiO_2 \text{ mica} = SiO_2 \text{ total} - SiO_2 \text{ kaolinite} = SiO_2 \text{ total} - 1,176 Al_2O_3^{VI} \text{ kaolinite}$$

$$Al_2O_3^{VI} \text{ mica} + Al_2O_3^{VI} \text{ kaolinite} = C \text{ (résultat de la colonne 3).}$$

On obtient alors :

$$Al_2O_3^{VI} \text{ kaolinite} = \frac{b.c - SiO_2 \text{ totale} + b Al_2O_3^{IV} \text{ mica}}{b - 1,176}$$

Les valeurs de  $b$  ont été calculées dans quatre cas :

- $SiO_2/Al_2O_3$  dans les micas altérés est le même que dans le mica sain (rapport de 1)  
 $b = 2,299$ .
- $SiO_2/Al_2O_3$  dans les micas altérés est égal à 1,1, 0,9 ou 0,8 fois le rapport dans le mica sain.  $b$  est alors respectivement égal à 2,529 ; 2,069 ; 1,839.

Dans chacune de ces quatre hypothèses on a calculé la valeur de  $Al_2O_3^{VI}$  de la kaolinite (colonnes 5, 6, 7 et 8 du tableau III).

L'hypothèse basée sur le rapport 1,1 a été rejetée car elle faisait apparaître une quantité de kaolinite beaucoup trop importante en regard des résultats obtenus par l'analyse diffractométrique (jusqu'à 30 % dans le cas des échantillons 11 et 12). Les solutions basées sur les rapports 0,9 et 0,8 ont également été rejetées parce qu'elles aboutissaient à un déficit de kaolinite au moins pour les 10 premiers échantillons de micas altérés. Finalement seule l'hypothèse d'un rapport de 1, c'est-à-dire celle pour laquelle le rapport  $SiO_2/Al_2O_3$  est conservé au cours de l'altération des micas, a été retenue comme utilisable. Dans cette

TABLEAU III

*Eléments de calcul des formules (valeur du rapport Si/Al conservée)*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Numéros des échantillons	Coefficient de correction Al constant (a)	% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>IV</sup> tétraédrique mica	% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>VI</sup> mica + kaolinite	SiO <sub>2</sub> total corrigé	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>VI</sup> kaolinite (Rapport = 1)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> kaolinite (Rapport = 1,1)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> kaolinite (Rapport = 0,9)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> kaolinite (Rapport = 0,8)	SiO <sub>2</sub> kaolinite (Rapport = 1)	SiO <sub>2</sub> mica (Rapport = 1)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>VI</sup> mica (Rapport = 1)	H <sub>2</sub> O mica (Rapport = 1)
15	1	15,20	1,32	37,98	0						1,32	
14	1	14,37	2,15	37,98	0						2,15	
13	1	14,45	2,07	37,98	0						2,07	
3	0,955	11,56	4,96	34,48	3,12	5,39	- 0,33	- 6,18	3,67	30,81	1,84	4,44
1	0,933	11,56	4,96	34,81	2,82	5,15	- 0,70	- 6,68	3,32	31,49	2,14	4,11
2	0,918	10,82	5,70	33,97	3,57	5,77	0,23	- 5,41	4,19	29,77	2,13	4,55
7	0,966	13,30	3,22	37,48	0,44	3,18	- 3,69	-10,70	0,52	36,96	2,78	5,55
8	0,960	12,31	4,21	36,38	1,42	3,99	- 2,46	- 9,04	1,67	34,71	2,79	5,03
4	0,939	11,48	5,04	36,43	1,38	3,95	- 2,51	- 9,12	1,62	34,81	3,66	5,36
6	0,892	11,07	5,45	36,26	1,53	4,08	- 2,33	- 8,86	1,80	34,46	3,92	5,41
5	0,918	11,56	4,96	34,88	2,76	5,10	- 0,78	- 6,79	3,24	31,63	2,20	5,15
10	0,923	8,67	7,85	34,80	2,83	5,16	- 0,69	- 6,66	3,33	31,47	5,02	6,26
9	1,026	11,23	5,29	36,22	1,57	4,11	- 2,28	- 8,80	1,85	34,37	3,72	6,01
11	0,754	7,27	9,25	30,23	6,90	8,53	4,42	0,22	8,11	22,11	2,35	4,27
12	0,669	6,61	9,91	28,77	8,20	9,61	6,06	2,42	9,64	19,12	1,71	4,71

hypothèse, les autres valeurs nécessaires à l'établissement des formules structurales sont données dans les colonnes 9, 10, 11 et 12 du tableau III.

Les formules structurales des micas ont alors été établies à partir des pourcentages corrigés en tenant compte du % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tétraédrique mesuré par fluorescence X sans compter les H<sup>+</sup> (tableau IV) ou en les comptant (tableau V).

Dans le tableau IV les formules sont calculées pour 22 charges négatives tandis que dans le tableau V elles le sont pour 12 oxygènes. Dans les micas non altérés (N° 15, 14, 13), les teneurs en FeO sont importantes et durant le chauffage à 1 000 °C l'oxydation du Fe<sup>2+</sup> en Fe<sup>3+</sup> occasionne une augmentation de poids qui vient diminuer ce qui devrait être compté comme une perte due seulement à H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>. Les quantités H<sup>+</sup> dans les micas sains seraient ainsi sous-estimées si on ne tenait compte que de la perte à 1 000 °C. Seuls les résultats corrigés figurent dans le tableau V.

De ces tableaux on peut tirer plusieurs résultats.

L'aluminium total des feuillets micacés reste à peu près constant dans les formules calculées sans tenir compte de H<sup>+</sup>. Il semble cependant diminuer nettement quand H<sup>+</sup> intervient.

TABLEAU IV

*Formules structurales des micas sains et altérés  
calculées à partir de 22 charges négatives, sans tenir compte des H<sup>+</sup>,  
avec Si/Al mica sain = Si/Al mica altéré*

		15	14	13	3	1	2	7	8	4	6	5	10	11	12
Cations tétraédriques	Si <sup>4+</sup>	2,78	2,76	2,77	2,66	2,71	2,68	2,80	2,76	2,79	2,86	2,75	2,79	2,86	3,02
	Al <sup>3+</sup>	1,22	1,24	1,23	0,95	0,95	0,90	1,15	1,05	0,98	0,96	0,99	0,75	0,64	0,62
Charge tétraédrique		14,78	14,76	14,77	13,69	13,42	14,65	14,19	14,10	14,32	13,97	13,97	13,41	13,36	13,94
Déficit de charge tétraédrique		-1,22	-1,24	-1,23	-2,51	-2,31	-2,58	-1,35	-1,81	-1,90	-1,68	-2,03	-2,59	-2,64	-2,06
Cations octaédriques	Al <sup>3+</sup>	0,20	0,17	0,24	0,41	0,41	0,47	0,28	0,36	0,44	0,50	0,42	0,68	0,82	0,93
	Fe <sup>3+</sup>	0,33	0,31	0,43	1,09	1,03	1,08	1,05	1,06	1,03	0,95	1,05	1,07	0,95	0,88
	Fe <sup>2+</sup>	0,82	0,83	0,76	0,08	0,11	0,09	0,06	0,07	0,06	0,05	0,07	0,08	0,11	0,12
	Mg <sup>2+</sup>	1,22	1,21	1,07	1,16	1,13	1,14	0,96	1,02	1,01	0,96	1,05	0,93	0,92	0,64
	Ti <sup>4+</sup>	0,16	0,19	0,16	0,18	0,16	0,16	0,14	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,11
Charge octaédrique		6,31	6,11	6,31	7,70	7,44	7,75	6,59	7,00	7,15	6,97	7,25	7,87	7,97	7,39
Excès ou déficit de charge octaédrique		+0,31	+0,11	+0,31	+1,70	+1,44	+1,75	+0,59	+1,00	+1,00	+0,97	+1,25	+1,87	+1,97	+1,39
Cations interfoliaires	K <sup>+</sup>	0,88	0,89	0,85	0,74	0,68	0,70	0,59	0,62	0,56	0,55	0,59	0,50	0,48	0,30
	Ca <sup>2+</sup>	0,015	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,10	0,15
Charge interfoliaire		0,89	0,90	0,88	0,76	0,72	0,74	0,65	0,68	0,62	0,61	0,66	0,58	0,58	0,45
Somme des Al <sup>IV</sup> +Al <sup>VI</sup>		1,42	1,41	1,47	1,36	1,36	1,37	1,43	1,41	1,42	1,46	1,41	1,43	1,46	1,55
Somme des Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup>		1,15	1,14	1,19	1,17	1,14	1,17	1,11	1,13	1,09	1,00	1,12	1,15	1,06	1,00

TABLEAU V

*Formules structurales des micas sains et altérés  
calculées à partir de 12 oxygènes compte-tenu des H<sup>+</sup>,  
avec Si/Al mica altéré = Si/Al mica sain*

		15	14	13	3	1	2	7	8	4	6	5	10	11	12
Cations tétraédriques	Si <sup>4+</sup>	2,86	2,91	2,94	2,59	2,66	2,61	2,70	2,68	2,69	2,74	2,64	2,61	2,67	2,69
	Al <sup>3+</sup>	1,14	1,09	1,06	0,93	0,95	0,87	1,09	1,09	1,09	0,95	0,94	1,01	0,70	0,60
Charge tétraédrique		14,86	14,91	14,94	13,17	13,49	13,04	14,09	13,78	13,62	13,77	13,60	12,52	12,49	12,41
Déficit de charge tétraédrique		-1,14	-1,09	-1,06	-2,83	-2,51	-2,96	-1,91	-2,22	-2,38	-2,23	-2,40	-3,48	-3,51	-3,59
Cations octaédriques	Al <sup>3+</sup>	0,33	0,40	0,49	0,40	0,41	0,46	0,27	0,36	0,42	0,36	0,43	0,63	0,76	0,83
	Fe <sup>3+</sup>	0,34	0,33	0,45	1,06	1,01	1,05	1,01	1,03	0,99	0,91	1,01	0,99	0,88	0,78
	Fe <sup>2+</sup>	0,84	0,88	0,81	0,07	0,11	0,09	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,11	0,11
	Mg <sup>2+</sup>	1,25	1,28	1,14	1,13	1,11	1,10	0,94	0,99	0,98	0,93	1,01	0,87	0,85	0,57
	Ti <sup>4+</sup>	0,17	0,20	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,15	0,14	0,13
Charge octaédrique		6,87	7,31	7,40	7,50	7,38	7,50	6,41	6,87	6,94	6,34	7,12	7,34	6,51	6,59
Excès ou déficit de charge octaédrique		+0,87	+1,31	+1,40	+1,50	+1,38	+1,50	+0,41	+0,87	+0,94	+0,34	+1,12	+1,34	+0,51	+0,59
Cations interfoliaires	K <sup>+</sup>	0,91	0,94	0,90	0,73	0,67	0,68	0,57	0,60	0,54	0,52	0,57	0,47	0,45	0,27
	Ca <sup>2+</sup>	0,015	0,024	0,032	0,025	0,041	0,042	0,060	0,063	0,062	0,06	0,06	0,07	0,09	0,13
Charge interfoliaire		+0,92	+0,96	+0,93	+0,76	+0,72	+0,73	+0,63	+0,66	+0,61	+0,58	+0,63	+0,54	+0,53	+0,40
	H <sup>+</sup>	1,34	0,78	0,72	2,50	2,32	2,65	2,70	2,58	2,76	2,87	2,86	3,46	3,44	4,42
Somme des Al <sup>IV</sup> +Al <sup>VI</sup>		1,47	1,49	1,55	1,33	1,36	1,33	1,36	1,37	1,37	1,30	1,45	1,33	1,36	1,37
Somme des Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup>		1,18	1,21	1,26	1,13	1,12	1,13	1,07	1,10	1,05	0,97	1,08	1,07	0,99	0,89

Lorsqu'on fait l'hypothèse d'une conservation du rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , le silicium obéit, bien évidemment, aux mêmes règles que l'aluminium.

Dans les formules qui ne tiennent pas compte des ions  $\text{H}^+$ , on remarque également que le titane et le fer total semblent aussi se maintenir constants.

Cependant, quel que soit le mode de calcul, on enregistre une baisse sensible de l'aluminium tétraédrique au profit de l'aluminium octaédrique qui augmente en corrélation avec une diminution du magnésium et du potassium.

De ce fait le déficit de charge tétraédrique va en augmentant, tout en étant compensé par un excédent de charge octaédrique et par la charge interfoliaire. Dans les formules qui font intervenir  $\text{H}^+$ , cet ion contribue aussi à compenser les déficits.

Enfin, d'importantes différences apparaissent entre les formules qui font intervenir l'ion  $\text{H}^+$  et celles qui ne le font pas. Dans le premier cas (tableau IV), les micas sains ont une teneur en ions  $\text{H}^+$  faible. Le silicium et l'aluminium total du feuillet sont alors plus forts que dans l'ensemble des micas altérés où ces deux ions semblent rester constants alors que le taux d'ions  $\text{H}^+$  augmente des moins altérés vers les plus altérés (Nos 11 et 12). Dans le second cas (tableau V) seuls les deux derniers échantillons 11 et 12 montrent un accroissement de silicium et d'aluminium par rapport à l'ensemble des autres échantillons, micas sains compris. Ceci montre que les teneurs en ions  $\text{H}^+$  augmentent avec le degré d'altération, mais que les quantités prises en compte sont trop élevées. Ainsi les micas altérés doivent contenir des quantités de  $\text{H}_2\text{O}$  qui ne font pas partie des structures. Cependant la quantité d'eau structurale doit augmenter avec l'intensité de l'altération. La réalité doit donc se situer entre les deux solutions proposées dans les tableaux IV et V.

S'il est difficile de conclure de façon certaine sur le comportement du silicium et de l'aluminium total, il reste cependant un fait à souligner : au fur et à mesure que progresse l'altération, l'aluminium tétraédrique migre vers les octaèdres en laissant de cette façon des sites tétraédriques vacants. Les déficits de charge ainsi créés peuvent en partie être comblés par l'entrée des ions  $\text{H}^+$  dans les réseaux.

#### IV — INTERPRÉTATIONS

Les résultats de cette étude ont permis de montrer que les biotites pouvaient livrer en cours d'altération toute la série classique des minéraux secondaires rencontrés dans les sols : interstratifiés, vermiculite, montmorillonite, kaolinite et même gibbsite.

##### 1. Néoformations intraminérales et extraminérales

Dans les arènes, les lithomarges et les sols d'Europe et d'Afrique, TARDY (1969) a montré qu'il fallait faire la distinction entre les néoformations et les transformations qui se produisent au sein des minéraux primaires, et les néoformations d'argiles à l'extérieur des minéraux, dans les pores où l'eau circule rapidement.

Les néoformations extraminérales sont en équilibre avec les ions transportés par ces solutions. A l'intérieur des minéraux primaires l'équilibre avec ces mêmes solutions n'est pas atteint. C'est pourquoi chaque minéral primaire peut engendrer un minéral secondaire

différent de son voisin. La comparaison entre biotites et feldspaths a montré que la kaolinisation de la biotite intervenait après la kaolinisation ou même la gibbsitisation des feldspaths. La formation de gibbsite à partir de la biotite se révèle alors possible mais très rare. De même, les évolutions décalées permettent le prolongement des stades transitoires dans les biotites plus résistantes alors que les plagioclases plus vulnérables vont au terme plus rapidement.

## 2. Opposition entre vermiculitisation et montmorillonitisation au cours de l'altération des biotites

Chaque minéral primaire engendre une séquence de minéraux secondaires d'altération qui lui est propre. Les plagioclases et les biotites ne se distinguent pas seulement par la vitesse à laquelle chacun parcourt sa séquence d'altération mais aussi par la nature des minéraux secondaires rencontrés.

Se référant au schéma donné par TARDY (1969) on peut en effet admettre que la montmorillonite représente un stade presque obligatoire au cours des premières étapes de l'altération des plagioclases. Parfois fugace, parfois prolongé, ce stade transitoire se rencontre tant à la base des profils ferrallitiques que dans les altérations des pays arides ou tempérés.

Les résultats de cette étude ont montré qu'au contraire la montmorillonite apparaissait comme produit de l'altération des biotites dans les seuls pays arides. Dans les pays humides le seul minéral intermédiaire avant la kaolinisation est la vermiculite tant en zone ferrallitique qu'en zone tempérée. Il y a ainsi opposition entre l'étape montmorillonite des milieux mal drainés et des pays arides et l'étape vermiculite des milieux bien drainés et des pays humides.

## 3. Mécanismes de la transformation des biotites en vermiculite et montmorillonite

- Les premiers stades de la transformation des biotites peuvent se résumer ainsi :
- perte d'une certaine partie du potassium interfoliaire;
  - oxydation de la presque totalité du fer ferreux en fer ferrique;
  - perte de magnésium octaédrique;
  - gain d'eau;
  - conservation du fer, de l'aluminium et de la silice qui demeurent constants;
  - diminution de l'aluminium tétraédrique et augmentation de l'aluminium octaédrique;
  - création de sites vacants dans les tétraèdres.

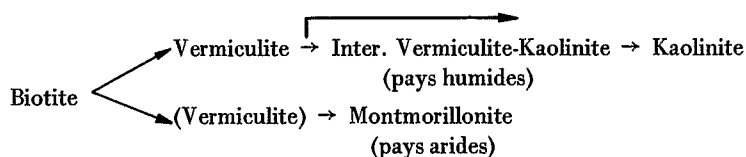
Au départ, le mécanisme est le même que celui qui conduit à la vermiculite dans laquelle la couche tétraédrique n'est pas transformée (ROBERT, 1970). Mais très rapidement on assiste à une migration de l'aluminium qui des tétraèdres gagne les octaèdres, laissant des sites tétraédriques vacants.

On conçoit alors qu'à ce stade deux voies deviennent possibles : ou bien destruction du réseau micacé et formation de kaolinite en cas de soutirage prolongé de tous les ions y compris finalement le silicium; ou bien incorporation de silicium dans les sites tétraédriques laissés vacants par le départ de l'aluminium, dans les cas où les solutions des milieux avoisinants sont assez riches en silice (TARDY, 1969). Dans le premier cas, la vermiculite est une étape intermédiaire plus ou moins fugace précédant la formation de la kaolinite en milieu lessivant et bien drainé. Dans le second cas, la transformation en



montmorillonite nécessite des conditions toutes différentes qui sont celles des milieux confinés en silice. On ne doit cependant pas exclure que la vermiculite puisse être également une étape intermédiaire avant la formation de montmorillonite, mais il est exclu que la montmorillonite puisse représenter un stade intermédiaire à la formation de kaolinite. Ceci distingue la séquence observée sur les micas, de celle obtenue sur les plagioclases, où la montmorillonite peut être considérée comme une étape intermédiaire précédant l'apparition de la kaolinite. Les feldspaths contiennent en effet dès le départ une réserve importante de silice et la montmorillonite peut être obtenue même au cours d'une phase de lessivage. En revanche, les micas sont déficitaires en silice par rapport à la montmorillonite et celle-ci ne peut se former à leurs dépens qu'au cours d'une phase d'accumulation en silice incompatible avec un développement de kaolinite.

Le schéma suivant peut être proposé :



### CONCLUSIONS

En conclusion plusieurs remarques peuvent être dégagées :

1) Sous les climats à nuance aride la montmorillonite se développe au sein des biotites en voie d'altération. Ce minéral se forme aussi au sein des feldspaths et il y a convergence d'évolution entre les deux itinéraires.

2) En climats humides et frais la biotite engendre la vermiculite, mais l'altération est ménagée, ce stade transitoire est prolongé et la kaolinite n'apparaît qu'au sein des plagioclases plus vulnérables.

3) En climat tropical humide l'altération des biotites engendre la kaolinite, mais à la base des arènes, l'étape transitoire est la vermiculite tandis que les plagioclases livrent la montmorillonite, la kaolinite ou la gibbsite.

4) Ces étapes transitoires de vermiculite et d'interstratifiés vermiculite-kaolinite sont d'autant plus réduites que le drainage est important.

5) En cas de drainage excessif la kaolinite peut ne pas être le seul produit final de l'altération. La gibbsite apparaît dans quelques cas exceptionnels.

6) L'itinéraire suivi au cours de l'altération des micas dépend donc de la concentration en silice des solutions du milieu d'altération. Dans le cas de solutions concentrées, le silicium peut entrer dans les tétraèdres et remplacer ainsi l'aluminium qui migre des sites tétraédriques vers les sites octaédriques. Ceci provoque la formation de montmorillonites. Dans le cas de solutions diluées ce remplacement ne peut se faire et le transfert de l'aluminium conduit à la destruction des feuillets et à la formation de kaolinite.

7) La voie qui conduit à la montmorillonite s'oppose donc à celle qui conduit à la kaolinite par l'intermédiaire de vermiculite. L'une est caractéristique des pays arides ou des stations mal drainées, l'autre est caractéristique des pays humides et des stations bien drainées.

*Manuscrit reçu le 10 janvier 1973*

**Abstract**

The study of the weathering of biotites from different origins (France, Africa and Malagasy) shows two ways of evolution of this mineral. The first way leads to kaolinite with an intermediate stage of vermiculite, more or less ephemeral. This degradation takes place in a leached and well drained environment usually typical of humid tropical regions. If drainage becomes excessive, the final product of the evolution of biotite can be gibbsite. Under humid and cool temperate climates, the intermediate stage of vermiculite is prolonged. The second way leads to montmorillonite. This transformation, pointed out under arid climates, can take place only in the environments where solutions are rich in silica. Some approaches of structural formula calculations show that, during this transformation, aluminium migrates from tetrahedral sites towards octahedral ones and that silica can occupy the vacant tetrahedral sites.

---

**Zusammenfassung**

Neue Untersuchungen über die Verwitterung von Glimmer (Biotit) in Frankreich, in verschiedenen afrikanischen Staaten und in Madagaskar haben gezeigt, dass es zwei Möglichkeiten beim Abbau dieses Minerals gibt. Der erste Weg führt zur Bildung von Kaolinit über ein mehr oder weniger vorübergehendes Vermikulit-Stadium. Dieser Abbau spielt sich in einem gut drainierten, ausgewaschenen Milieu ab, welches man oft im tropisch-feuchten Klimagebiet vorfindet. Erreicht die Entwässerung ein Übermass, so bildet sich Gibbsit als Endprodukt der Biotit-Verwitterung. In gemässigtem, feucht-kühlem Klima dauert das vorübergehende Vermikulit-Stadium länger an. Der zweite Weg führt zur Montmorillonit-Bildung, welche in leicht aridem Klima beobachtet wird. Sie kann sich nur in kieselsäurereichem Milieu entwickeln. Die Berechnung der Strukturformeln scheint darauf hinzudeuten, dass während dieser Umwandlung das Aluminium aus den tetraedrischen in die oktaedrischen Lagen wandert und dass die hierdurch frei gewordenen Lagen durch Kieselsäure besetzt werden.

---

**Резюме****ВЫВЕТРИВАНИЕ БИОТИТОВ В ГРАНИТНОЙ ДРЕСВЕ СТРАН УМЕРЕННОГО, ТРОПИЧЕСКОГО И ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ДЛИМАГА**

Исследования выветривания биотитов во Франции, в некоторых странах Африки и на о. Мадагаскаре позволяют утверждать, что существует два пути в эволюции этого минерала. Первый путь ведет к образованию каолинита с переходом через промежуточную, более или менее скоропреходящую, стадию вермикулита. Такая деградация происходит в выщелачивающей и хорошо дренированной среде, часто встречающейся в странах с тропическим влажным климатом. Если дренаж становится чрезмерным, то конечным продуктом выветривания биотита может быть гиббсит. В умеренно влажном и прохладном климате, переходная стадия вермикулита удлиняется. Второй путь ведет к монтмориллониту. Такое преобразование, наблюдаемое в климате с аридным оттенком, может происходить исключительно в замкнутой среде с кремнеземом. Приближенные расчеты структурных формул наводят на мысль, что в процессе такого преобразования алюминий мигрирует из тетраэдрических в октаэдрические узлы и что создавшиеся таким образом свободные места, занимаются кремнеземом.

## BIBLIOGRAPHIE

- ATAMAN G. (1963). — Utilisation du spectromètre à lecture directe pour le dosage des éléments majeurs des roches sédimentaires et des silicates dans une grande gamme de concentration. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 16, 4, p. 233-240.
- BASSETT W. A. (1960). — Role of hydroxyl orientation in mica alteration. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, p. 449-456.
- BOCQUIER G. (1968). — Biogéocénoses et morphogenèse actuelle de certains sédiments du Bassin Tchadien. IXth Intern. Congr. Soil Sci., Adélaïde, 4, p. 605-612.
- BOCQUIER G., PAQUET M. et MILLOT G. (1970). — Un nouveau type d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques : l'invasion remontante de la montmorillonite. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270 - D, p. 460-463.
- BOCQUIER G. (1971). — Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Sci., Strasbourg et Mém. O.R.S.T.O.M. (à paraître).
- BOULET R. (1970). — La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol.*, VIII, n° 3, p. 245-271.
- BOURGEAT F. (1972). — Sols sur socle ancien à Madagascar. Types de différenciation et interprétation chronologique au cours du quaternaire. Mém. O.R.S.T.O.M., 57, 335 p.
- GUTH J. L. et WEY R. (1969). — Sur un dosage rapide du fluorure dans les minéraux et roches. *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, 92, p. 105-107.
- INGAMELLS C. O. (1960). — A new method for "ferrous iron excess oxygen" in rocks, minerals and oxides. Talanta (Pergamon Press Ltd).
- KREMPP G. (1969). — Méthode de dosage par spectrométrie d'absorption atomique des éléments dans les roches. D.E.S., Strasbourg, 23 p.
- NOVIKOFF A. (1973). — Thèse Sci., Strasbourg (en préparation).
- PAQUET H. (1970). — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 30, 212 p.
- PAQUET H., RUELLAN A., TARDY Y. et MILLOT G. (1969). — Géochimie d'un bassin versant au Maroc oriental. Evolution des argiles dans les sols des montagnes et des plaines de la Basse Moulouya. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 269-D, p. 1839-1842.
- ROBERT M. (1970). — Etude expérimentale de la désagrégation du granite et de l'évolution des micas. Thèse Sci., Paris, 194 p.
- STEINBERG M. (1970). — Distinction de l'aluminium tétracoordonné et hexacoordonné par fluorescence X. Premiers résultats. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, XXII, p. 115-126.
- TARDY Y. (1969). — Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 31, 199 p.
- TARDY Y., PAQUET H. et MILLOT G. (1970). — Trois modes de genèse des montmorillonites dans les altérations et les sols. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, XXII, p. 69-77.
- 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<sup>e</sup> cycle, Strasbourg, 68 p.

**ALTÉRATION DES BIOTITES DANS LES ARÈNES  
DES PAYS TEMPÉRÉS, TROPICAUX ET ÉQUATORIAUX**

par

**André NOVIKOFF**

*O.R.S.T.O.M., Paris  
Actuellement : Laboratoire de Géologie et de Paléontologie,  
Université Louis Pasteur de Strasbourg*

**Gatien TSAWLASSOU**

*Faculté des Sciences de Cotonou, Dahomey*

**Jean-Yves GAC**

*Centre O.R.S.T.O.M. de Fort Lamy, Tchad*

**Fernand BOURGEAT**

*Centre O.R.S.T.O.M. de Tananarive,  
République Malgache*

**Yves TARDY**

*Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface,  
C.N.R.S. et Laboratoire de Géologie et de Paléontologie,  
Université Louis Pasteur de Strasbourg*