

L'ALTERATION LATERITIQUE DEBUTANTE DES PYROXENITES DE JACUBA, NIQUELANDIA, BRESIL

F. COLIN, Y. NOACK, J.-J. TRESCASES ET D. NAHON

Laboratoire de Pétrologie de la Surface, ERA au CNRS n° 220, 40 Avenue du Recteur Pineau,
86022 Poitiers Cedex, France

(Received 4 July 1984)

RESUME: L'altération latéritique débutante des orthopyroxènes et clinopyroxènes de Niquelandia, Brésil, montre plusieurs stades. Le premier stade facultatif est la formation de produits 'amorphes' dont la composition chimique proche de celle des minéraux parentaux, montre déjà un enrichissement en nickel. Le deuxième stade est marqué par l'apparition de phyllosilicates dont la nature et la composition chimique varient selon le degré de porosité de la roche parentale. Cette porosité contrôle également la distribution du nickel dans les différents phyllosilicates, (saponite, talc, pimélite). Les pyroxènes ne contenant pas ou très peu de nickel, il est clair que le nickel qui s'accumule dans les produits de l'altération est totalement importé avec les eaux de percolation. L'origine de ce nickel est à rechercher plus haut dans les profils ou plus en amont dans la séquence, là où les dunites sont présentes.

ABSTRACT: The initial weathering products under lateritic conditions of orthopyroxenes and clinopyroxenes in Jacuba, Niquelandia, Brasil, are amorphous and have chemical compositions very near those of the parent minerals but with enrichment of Ni. Later products are phyllosilicates such as talc, saponite and pimelite, the nature and composition of which vary with the development of porosity and fissuring of the parent rock. It appears that Ni distribution between these phyllosilicates is also controlled by fissure development. As the parent pyroxenes are Ni-depleted, it is clear that Ni accumulation in the structures of the phyllosilicate weathering products is a result of solution transfer from other parts of the profile.

Le complexe ultra-basique d'âge archéen de Niquelandia, Etat de Goias, Brésil, exploité par la société Cia Niquel Tocantins, est un des principaux gisements de nickel du Brésil (Melfi *et al.*, 1980). S'étendant sur une centaine de km² et affleurant selon une zone étirée (40 × 2.5 km) dans la direction NNE-SSW, il s'insère dans un massif plus large entre une zone basale essentiellement constituée de norite à hypersthène, augite et amphiboles, et une zone centrale composée de norite à clinopyroxène (Araujo *et al.*, 1972; Figueredo *et al.*, 1972, 1975; Souza, 1973). La zone ultrabasique est elle-même constituée d'un niveau inférieur dunitique avec des passées en veine de pyroxénite et d'un niveau supérieur rubané de pyroxénite et de dunite. Les pyroxénites, plus ou moins fracturées, se présentent en lentilles très allongées d'une vingtaine de mètres de large, encaissées dans les dunites. Topographiquement, ces pyroxénites forment des vallées à fond plat bordées de reliefs dunitiques coiffés de cuirasses siliceuses (silcrètes) qui peuvent aussi partiellement recouvrir les pyroxénites.

La carrière de Jacuba, choisie pour cette étude, est située dans le niveau supérieur et

dans la partie méridionale du corps ultrabasique (lat. 48°25, long. 14°22) (Pecora & Barbosa, 1944). Les pyroxénites, quadrillées irrégulièrement par des filonnets centimétriques de garniérite verte, montrent un profil d'altération météorique pouvant atteindre 30 m de puissance dans lequel on reconnaît de bas en haut les horizons suivants.

La roche-mère compacte, de couleur brunâtre et constituée de cristaux millimétriques de pyroxène.

Un horizon de saprolite grossière épais de 6 à 7 m, découpé par un réseau de filonnets de garniérite verdâtre délimitant des zones en boules plus ou moins régulières à coeur de roche saine brunâtre. Dans les zones en bordure de faille, les altérites sont verdâtres.

Un horizon plus homogène et de granulométrie plus fine épais d'environ 6 m dans lequel les zones à coeur de roche saine sont presque entièrement remplacées par une altérite argileuse verdâtre.

Un horizon d'altérite fine épais d'environ 3 m et variant du verdâtre au rougeâtre dans lequel on reconnaît des filonnets garniéritiques accompagnés parfois, soit de produits noirâtres manganésifères, soit de silice blanchâtre. L'altérite montre de nombreuses reliques de pyroxènes rougeâtres, millimétriques.

Un horizon d'altérite argileuse violacée épais d'environ 5 m et traversé par des filonnets noirâtres centimétriques discontinus. Un plasma rougeâtre foncé et un plasma violacé plus clair, s'interpénétrant plus ou moins régulièrement, montrent des microplissements.

Toutes les altérites de ce profil, mise à part l'altérite fine violacée, montrent une conservation totale de la texture de la roche-mère. Les transformations sont donc isovolumes au sens défini par Millot & Bonifas (1955).

Dans ce travail, nous nous proposons d'étudier les premières transitions entre roches saines et roches altérées, à travers les premiers stades d'altération des pyroxènes dans l'horizon de saprolite grossière.

METHODES D'ETUDE

Après une étude sur le terrain, les échantillons récoltés ont été étudiés d'un point de vue minéralogique et géochimique. Les méthodes employées sont les suivantes: microscopie optique polarisante, diffractométrie de rayons X (diffractomètre Philips, anticathode au cobalt), microsonde électronique (Cameca, munie d'un spectromètre à énergie dispersive), microscope électronique à balayage (Jéol T200).

La diffraction des rayons X a été menée sur poudres brutes et sur la fraction inférieure à 2 μm extraite par ultra son à partir de pyroxènes altérés, triés à la main sous binoculaire. Les échantillons ont été étudiés sans traitement, puis avec traitements à l'éthylène glycol, à 490°C pendant 4 h. à 300°C pendant 12 h sur argile saturée au lithium et glycolée (Test Hoffman-Klemen). Les passages ont été effectués à 1° 2 θ par minute. Enfin, des microprélèvements (50 à 100 μm^2) ont été réalisés directement sur lames minces préalablement étudiées au microscope optique et à la microsonde. Ces microprélèvements, effectués selon la méthode décrite par Beaufort *et al.* (1983) et Proust (1983), ont été analysés par diffraction de rayons X, pas à pas, à 1/20° 2 θ par 200 s, afin de pouvoir déceler également les phases minérales présentes en très petite quantité.

RESULTATS DES OBSERVATIONS

Les minéraux parentaux

La roche-mère est une pyroxénite à texture granulaire, composée essentiellement d'orthopyroxènes (69%) et de clinopyroxènes (27%), agencés en une mosaïque de grains polygonaux subautomorphes millimétriques. Les analyses au microscope optique polarisant, par diffraction de rayons X et à la microsonde électronique (Tableau 1; Fig. 1) montrent que les orthopyroxènes sont des enstatites proches de la bronzite et que les clinopyroxènes sont des diopsides.

Les clivages (110) sont nettement visibles et sont reliés par des fissures intraminérales, plus nombreuses dans les orthopyroxènes que dans les clinopyroxènes. Ces fissures intraminérales peuvent porter des produits rougeâtres en lumière naturelle et rejoignent des fissures transminérales d'une vingtaine de microns de largeur.

Dans les joints intergranulaires peuvent apparaître des spinelles chromifères disséminés, analysés à la microsonde électronique (Tableau 1).

TABLEAU 1. Moyenne des formules structurales des enstatites, diopsides et chromites.

él. min.	Si	Al	Al	Fe ²⁺	Mg	Ni ²⁺	Cr ³⁺	Ti ⁴⁺	Ca	K	Mn	O
Ens.	1.974	0.026	0.028	0.273	1.657	0.001	0.014	0.001	0.009		0.007	6
Diop.	1.968	0.032	0.036	0.087	0.882		0.024	0.006	0.924	0.035	0.004	6
Chr.			2.340	1.102	0.790	0.004	1.726		0.003	0.003		8

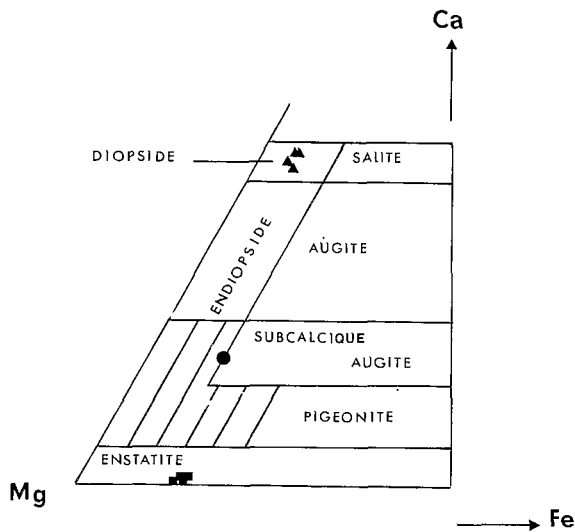


FIG. 1. Représentation des pyroxènes, classification de Deer *et al.* (1978). ● = composition chimique moyenne de la roche-mère.

Le premier stade d'altération supergène

Les premières transformations des pyroxènes décelées par nos méthodes d'approche, apparaissent le long des fissures les plus largement ouvertes. Dans les fissures, transminérales et intraminérales, et dans les joints de grains des orthopyroxènes et des clinopyroxènes, existent des produits (plasma) dont la couleur en lumière naturelle varie du grisâtre au rougeâtre.

En bordure de ces fissures, les états de surface des pyroxènes parentaux ont pu être observés au MEB (Fig. 2a). Ce sont des vides de corrosion dont les formes sont semblables à celles décrites par Berner *et al.* (1980), Berner & Schott (1982). Ces vides présentent leur grand axe parallèle à l'axe *c* du pyroxène.

Les produits résiduels de ce début d'altération correspondent au plasma rougeâtre reconnu en lumière naturelle. Au MEB ce plasma s'organise en amas neigeux ou en minuscules lattes groupées en oursins. Ces dernières formes sont représentées sur les Figs 2b et c. Analysés à la microsonde électronique, ces produits résiduels ont donné une composition proche du pyroxène parental. L'analyse réalisée en bordure d'enstatite a révélé une même teneur en SiO₂ et Al₂O₃, une perte en MgO (-1.2%) compensée par un faible enrichissement en Fe₂O₃ et NiO (respectivement +1% et +0.3%).

Une seconde mesure réalisée en bordure d'un diopside montre des variations plus nettes par rapport à la composition du pyroxène sain. On observe une diminution de la teneur en SiO₂ (-5.5%), MgO (-5.8%), CaO (-6.5%), compensée par un enrichissement en Fe₂O₃ (+4.5%), Al₂O₃ (+2.9%) et NiO (+9%). La teneur en NiO des pyroxènes parentaux (0.01%) n'expliquant pas le taux de NiO de ces produits résiduels, l'enrichissement est donc absolu.

Enfin au sein de ces produits amorphes, les formes en minuscules lattes peuvent être abondantes, nettement organisées en pelotes ou en oursins. Dans ce cas, l'analyse de détail montre qu'il s'agit de goëthite en croissance épitaxiale sur la surface des pyroxènes (Fig. 2c).

Les deuxièmes stades d'altération

L'altération change ensuite de nature, et produit des phyllosilicates, verdâtres en lumière naturelle. Ceux-ci se forment aux dépens des pyroxènes parentaux à partir des mêmes sites d'altération que ceux vus précédemment. L'altération est donc à la fois périphérique et centripète à partir des joints intergranulaires d'une part, et d'autre part en poche et centripète à partir des fissures intra et transminérales. Entre nicols croisés, on peut remarquer que le plasma phylliteux présente une orientation parallèle au grand axe *c* des minéraux parentaux qu'il pseudomorphose. Il y a donc conservation de la texture originelle de la roche parentale.

L'observation au microscope électronique à balayage confirme ces orientations (Fig. 2d) et montre que les phyllites peuvent se former directement à partir des pyroxènes parentaux (Fig. 2e).

L'analyse minéralogique et géochimique du plasma phylliteux d'altération montre que la nature des constituants secondaires varie selon que la roche-mère est peu fracturée (avec altération ménagée) ou très fracturée (avec un plasma d'altération très développé). Ainsi pour des minéraux parentaux identiques, situés à un même niveau du profil d'altération,

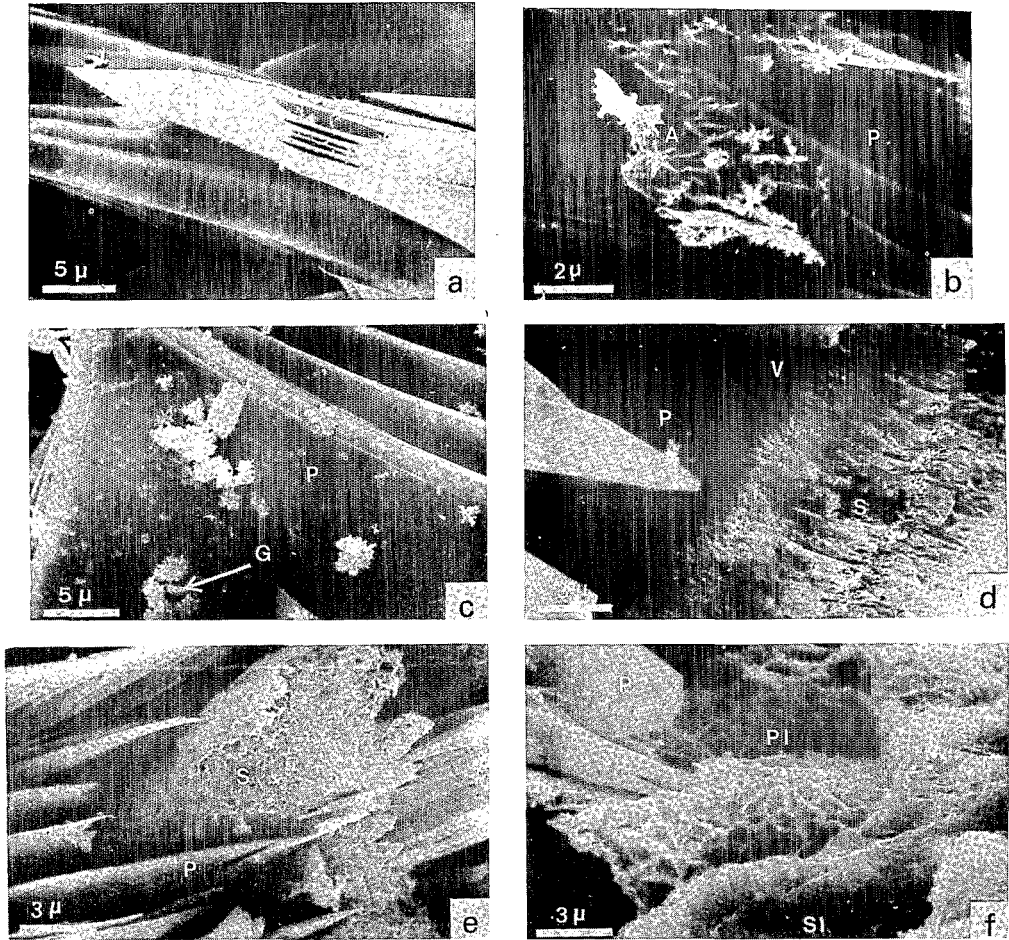


FIG. 2. (a) Dissolution congruente des pyroxènes. Les vides ont leur grand axe parallèle à l'axe c du pyroxène parental. (b) Amorphe (A) et goéthite naissante sur un pyroxène (P). (c) Goéthite (G) épitaxique sur pyroxène (P) en dent. (d) Pseudomorphose débutante d'un pyroxène (P) par des smectites (S) à partir d'un joint intergranulaire. (V) = vide. (e) Pseudomorphe d'un pyroxène (P) par des smectites (S). (f) Pseudomorphe d'un pyroxène (P) par la pimélite (PI) associée probablement à de la silice (SI).

l'héritage structural semble déterminer non seulement la plus ou moins forte accessibilité des pyroxènes à l'altération par le développement d'un altéroplasma, mais aussi la nature cristallochimique des constituants de cet altéroplasma.

Evolution des pyroxénites peu fracturées

Les pyroxènes parentaux, diopsides et enstatites, sont parcourus par un réseau de fissures, craquelures et clivages soulignés par des produits amorphes tels que nous les avons décrits précédemment. L'altération en plasma phyllosilicaté ne se développe qu'en petits domaines de 50 à 150 μm de diamètre, aussi bien aux dépens des diopsides que des enstatites (Figs 3 et 4). La présence de grains de chromites dans ces zones d'altération

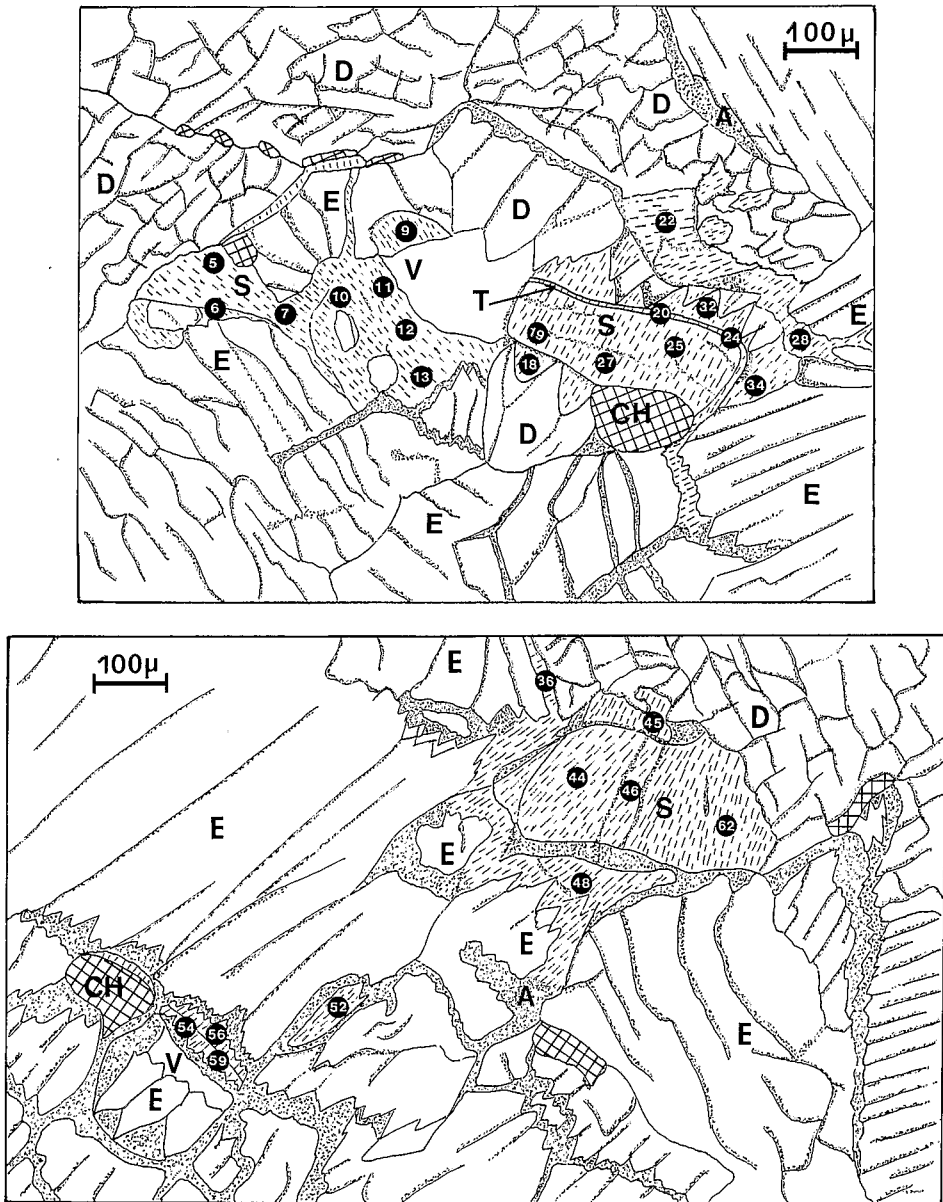


FIG. 3 et 4. Localisation des analyses microsondes des produits d'altération de l'horizon saprolite grossière peu fracturée. D = diopside, E = entatite, CH = spinelle chromifère, A = 'amorphe', T = talc, S = smectite, V = vide.

phyllosilicatée semble indiquer que ces domaines se sont développés à partir de fissures et fractures interminérales.

L'analyse minéralogique par diffraction de rayons X (Tableau 2) montre que ce plasma d'altération est constitué de smectites gonflantes à déficit tétraédrique. L'étude sur les diagrammes de la raie (060) indique la présence de deux structures à paramètres b

TABLEAU 2. Résultats de la diffraction de rayons X sur la fraction inférieure à 2 µm.

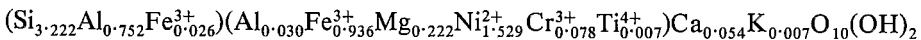
Test	Pyroxénite peu fracturée			Pyroxénite très fracturée		
	d_{hkl} (Å)	hkl	Minéral	d_{hkl} (Å)	hkl	Minéral
normal orienté	15.08	001	smectites	15.08	001	smectites
				9.51–10.48	001	pimélites
				17.99	001	smectites
éthylène glycol	17.99	001	smectites	8.63	002	smectites
				9.50–9.88	001	pimélites
490°C	9.68	001	smectites	9.68	001	smectites pimélites
Hoffman-Klemen	18.16	001	smectites	18.00	001	smectites
				10.60–10.80	001	pimélites
non-orienté	1.517	060	smectites	1.522	060	smectites pimélites
	1.505	060	smectites			

différents: $b_1 = 9.102$ et $b_2 = 9.030$; b_1 tend vers le pôle trioctaédrique tout en restant assez éloigné (b trioctaédrique = 9.180).

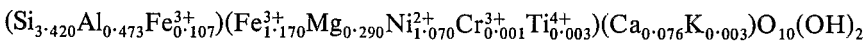
Le repérage des points d'analyse chimique à la microsonde des matériaux d'altération de diopsides et enstatites est porté sur les Figs 3 et 4, qui représentent deux plages représentatives de ce type d'évolution. Les résultats obtenus sont consignés respectivement dans les Tableaux 3 et 4. Les analyses du Tableau 3 conduisent à différencier trois populations de silicates dont les compositions correspondent respectivement à deux familles de smectites (S1 et S2) et à un talc (T). Les analyses du Tableau 4 correspondent toutes au type de smectites S1.

Les moyennes des formules structurales de chacune des trois familles de phyllosilicates identifiées s'établissent ainsi:

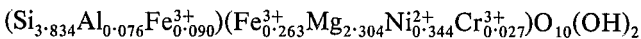
Smectite S1:



Smectite S2:



Talc:



En général, le talc est très peu fréquent. Il n'a été observé que sur le fin liseré, large de 10 µm, représenté sur la Fig. 3; la faible substitution tétraédrique est compensée par l'aluminium et le fer ferrique, le taux de nickel est d'environ 5%. En diffraction de rayons X, ce talc microprélevé a donné une raie basale $d(001) = 9.70$ Å, intense et bien déterminée. Il s'agit là d'un talc nickélifère.

Les smectites S1 et S2 diffèrent essentiellement par leur teneur en aluminium, fer ferrique et nickel (Fig. 5), entraînant ainsi une différence de somme octaédrique respectivement de 2.802 (S1) et 2.594 (S2). En effet, pour S1, Al = 11.70%, Fe³⁺ = 14.02%, Ni²⁺ = 22.28%. et pour S2, Al = 7.09%, Fe³⁺ = 19.15%, Ni²⁺ = 16.04%. La corrélation Fe–Al est nettement négative (Fig. 6); S1 et S2 forment bien deux populations distinctes, mais situées sur la même droite de corrélation.

TABLEAU 3. Formules structurales des smectites et des talcs. Base = 11 oxygène.

él.	an.	5	6	7	9	10	11	12	13	18	22	28	32	34	19	25	27	20	24
Si		3.229	3.255	3.282	3.196	3.206	3.174	3.254	3.217	3.232	3.203	3.357	3.237	3.159	3.381	3.431	3.447	3.899	3.768
Al		0.707	0.745	0.718	0.803	0.771	0.669	0.746	0.783	0.717	0.728	0.643	0.686	0.751	0.501	0.483	0.436		0.152
Fe ³⁺⁺		0.064				0.023	0.157			0.051	0.069		0.077	0.090	0.118	0.086	0.117	0.101	0.080
Al			0.040	0.075	0.038			0.048	0.011			0.017							
Fe ³⁺⁺		0.900	0.949	0.953	0.895	0.969	0.901	0.913	0.937	0.992	0.898	0.972	0.959	0.948	1.178	1.175	1.157	0.160	0.365
Mg		0.461	0.166	0.180	0.179	0.185	0.238	0.254	0.217	0.270	0.354	0.119	0.222	0.246	0.312	0.284	0.274	2.576	2.032
Ni ²⁺		1.400	1.546	1.440	1.618	1.535	1.650	1.477	1.575	1.452	1.510	1.558	1.549	1.550	1.052	1.074	1.083	0.211	0.479
Cr ³⁺		0.073	0.074	0.071	0.081	0.078	0.088	0.082	0.071	0.078	0.071	0.058	0.070	0.088	0.063	0.057	0.063	0.016	0.038
Ti ⁴⁺		0.007	0.006	0.013	0.014	0.017	0.013	0.014	0.010	0.002	0.018	0.006	0.012	0.008	0.001		0.009		
Ca		0.046	0.053	0.064	0.054	0.072	0.065	0.048	0.048	0.051	0.043	0.061	0.039	0.049	0.082	0.075	0.071		
K		0.008	0.001		0.003		0.008	0.003	0.006	0.004	0.004	0.003	0.008	0.011	0.001	0.006	0.002		
		smectites type S1											smectites type S2			talc			

* fer total = Fe³⁺.

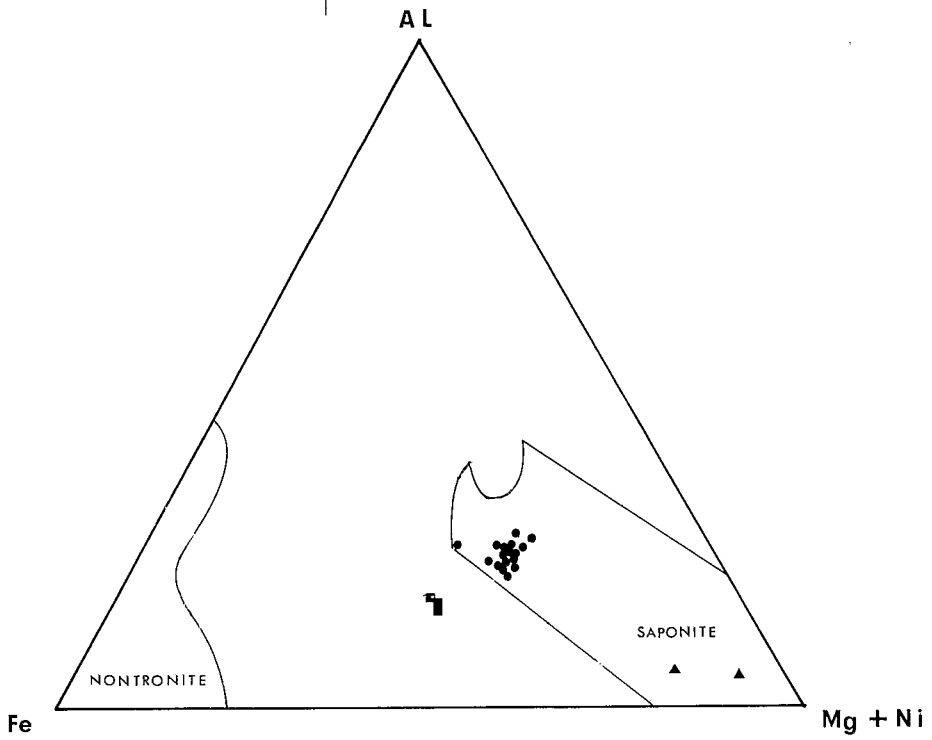


FIG. 5. Représentation dans le système Al, Fe, (Ni + Mg), des microanalyses de l'horizon saprolite grossière peu fracturée et des saponites et nontronites d'après Fontanaud (1982).

● = smectites S1, ■ = smectites S2, ▲ = talc.

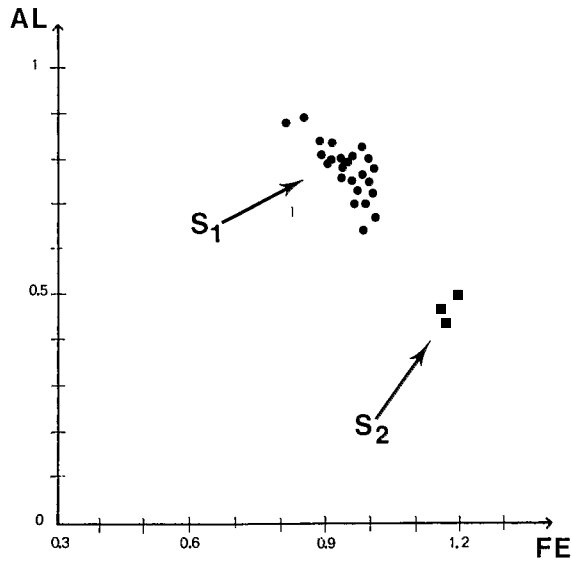


FIG. 6. Corrélation Al-Fe cations des smectites S1 et S2.

TABLEAU 4. Formules structurales des smectites. Base = 11 oxygène.

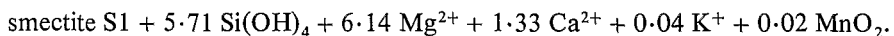
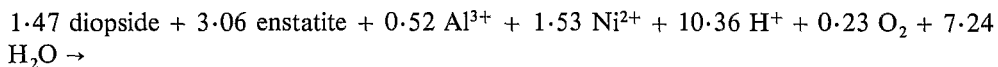
an. \ él.	36	44	45	46	48	52	54	56	59	62
Si	3.156	1.194	3.229	3.258	3.259	3.224	3.333	3.147	3.057	3.278
Al	0.844	0.807	0.771	0.742	0.741	0.776	0.667	0.842	0.801	0.722
Fe ³⁺								0.011	0.142	
Al	0.049	0.031	0.107	0.053	0.072	0.005	0.044			0.062
Fe ³⁺	0.856	0.92	0.797	0.918	0.892	1.120	0.990	0.983	0.879	0.938
Mg	0.179	0.197	0.166	0.239	0.149	0.126	0.200	0.228	0.500	0.266
Ni ²⁺	0.123	0.073	0.083	0.088	0.077	0.089	0.079	0.071	0.095	0.087
Cr ³⁺	0.012	0.005	0.010	0.008						0.008
Ti ⁴⁺	1.623	1.607	1.667	1.467	1.603	1.315	1.417	1.561	1.483	1.389
Ca	0.048	0.058	0.045	0.056	0.049	0.117	0.039	0.051	0.023	0.058
K	0.012	0.001	0.014	0.010	0.016	0.018	0.016	0.011	0.009	0.003

smectites de type S1

* Fer total = Fe³⁺.

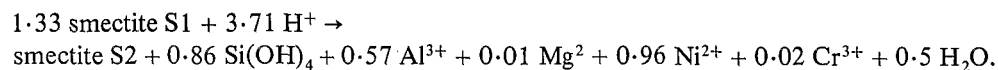
Les smectites S1 dérivent aussi bien des diopsides que des enstatites, ce n'est donc pas uniquement la nature du pyroxène parental qui gouverne la composition des smectites néoformées: l'homogénéité des teneurs en Al et Fe³⁺ des smectites du groupe S1 contraste ainsi nettement avec la différence de composition du diopside et de l'enstatite dont elles sont issues par pseudomorphose.

En considérant que Fe et Cr restent constants lors de l'altération de ces pyroxènes en smectites S1, on établit la réaction suivante:



L'altération de l'enstatite serait ainsi deux fois plus rapide que celle du diopside. La silice et les cations basiques seraient évacués en proportion importante = -63.94% Si, -96.51% Mg, -96.10% Ca, -86.27% K, tandis que Al et Ni sont importés. Le manganèse est oxydé en MnO₂ et s'exprime dans les fissures.

Le fait que les produits de l'altération issus du diopside et/ou de l'enstatite convergent vers une composition homogène unique, S1, permet d'envisager une autre origine que cette filiation directe pour la famille S2. Ces smectites S2 sont situées en bordure de fissure interminérale (Fig. 3), et montrent par ailleurs la même corrélation négative Fe-Al que les smectites S1: les smectites S2 pourraient en conséquence résulter d'une évolution secondaire des smectites S1. En considérant le fer comme constant lors de cette transformation, la réaction suivant peut être établie:



Par rapport à S1, nous avons donc 20.11% de Si, 54.91% de Al, 47.31% de Ni évacués en solution.

Evolution des pyroxénites très fracturées

Lorsque la roche-mère est très fracturée, on remarque que le plasma phyllosilicaté est beaucoup plus abondant. Celui-ci découpe les pyroxènes parentaux en petits îlots aux limites en golfes et saillants. Chaque îlot de pyroxène garde la même orientation cristallographique que le grain originel et l'extinction des phyllites, coïncide avec les orientations des minéraux parentaux; ceci montre bien que le plasma phyllosilicaté résulte ici aussi d'une altération in situ du pyroxène avec conservation des directions cristallographiques (Fig. 7).

L'analyse minéralogique par diffraction de rayons X (Tableau 2) a montré que ce plasma d'altération est constitué de deux types de phyllites:

- une smectite gonflante à déficit tétraédrique avec $b = 9.12$;
- une phase à 10 Å montrant un dôme de diffraction et non gonflante.

Cette dernière phase n'apparaît que par les raies (001), montrant ainsi un désordre important dans le plan (a,b), comme cela a été montré pour d'autres exemples par Brindley (1978), Brindley *et al.* (1979), et Wiewora *et al.* (1981). Ces diffractogrammes sont comparables à ceux obtenus sur la série β -kérinite-pimélite par Faust (1966), Maksimovic (1966), Brindley & Pham Thi Hang (1973), Brindley *et al.* (1979). Gérard & Herbillon (1983) ont montré que la largeur de $d(001)$ et le désordre des particules caractérisaient les minéraux de la série β -kérinite-pimélite. D'autre part, la diffraction sur poudre non orientée a montré l'existence de quartz. De plus, cela a permis de calculer le rapport des intensités des bandes de diffraction 02-11 et 13-20 des smectites, seulement sur deux diffractogrammes, là où ces minéraux sont largement dominants. Dans ce cas, le rapport I_{13-20}/I_{02-11} montre des valeurs de 4.5 et 4.1. Le calcul de ce rapport n'a pas pu être mené à partir des autres diagrammes, car les phases analysées correspondent à des mélanges smectite-kérinite.

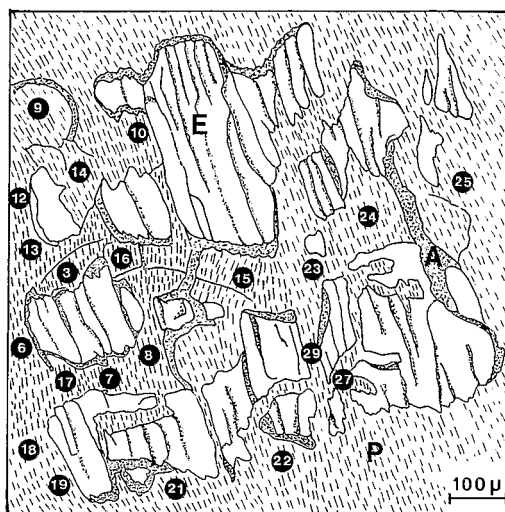


FIG. 7. Localisation des analyses microsonde des produits d'altération de l'horizon saprolite grossière très fracturée. E = enstatite, P = plasma phyllosilicate, A = 'amorphe'.

TABLEAU 5. Formules structurales des smectites, et formules cationiques des pimélites et 'smectites-pimélites', Base = 11 oxygène.

él.	an.	9	27	29	19	24	25	3	6	7	8	10	12	13	14	15	16	17	18	20	21	22	23
Si		3.699	3.849	3.840	4.052	3.918	4.058	4.082	4.057	4.072	4.047	4.104	4.085	4.079	4.080	4.029	4.157	4.116	4.119	4.046	4.093	4.050	4.018
Al		0.301	0.151	0.160																			
Fe ^{3+*}						0.082																	
Al		0.043	0.325	0.336			0.002	0.078	0.123	0.222	0.312	0.087	0.358	0.079	0.241	0.261		0.088	0.142		0.048		0.077
Fe ^{3+*}		0.690	0.830	0.781	0.103	0.099	0.238	0.695	0.662	0.725	0.486	0.751	0.417	0.32	0.438	0.494	0.833	0.324	0.635	0.710	0.602	0.736	0.790
Mg		1.048	0.195	0.149	0.176	0.118	0.170	0.146	0.196	0.221	0.183	0.306	0.183	0.211	0.100	0.190	0.202	0.217	0.193	0.159	0.211	0.224	0.203
Ni ²⁺		0.807	1.031	1.167	2.500	2.730	2.295	1.497	1.466	1.119	1.404	1.144	1.268	1.956	1.550	1.453	1.209	1.828	1.312	1.634	1.541	1.519	1.376
Cr ³⁺		0.098	0.054	0.041	0.013	0.005	0.020	0.013	0.017	0.047	0.056	0.037	0.114	0.028	0.044	0.070	0.008	0.052	0.036	0.018	0.030	0.028	0.049
Ti ⁴⁺		0.013	0.009	0.009	0.004	0.014	0.008	0.001	0.001		0.014	0.005	0.018	0.011	0.001	0.015	0.004	0.011	0.010	0.005	0.010		
Ca		0.023	0.018	0.009	0.004	0.009	0.013	0.012	0.014	0.025	0.008	0.019	0.009	0.012	0.004	0.012	0.005	0.005	0.012	0.018	0.022	0.011	0.011
K						0.022																	
		smectites				pimélites				'smectites-pimélites'													

* Fer total = Fe³⁺.

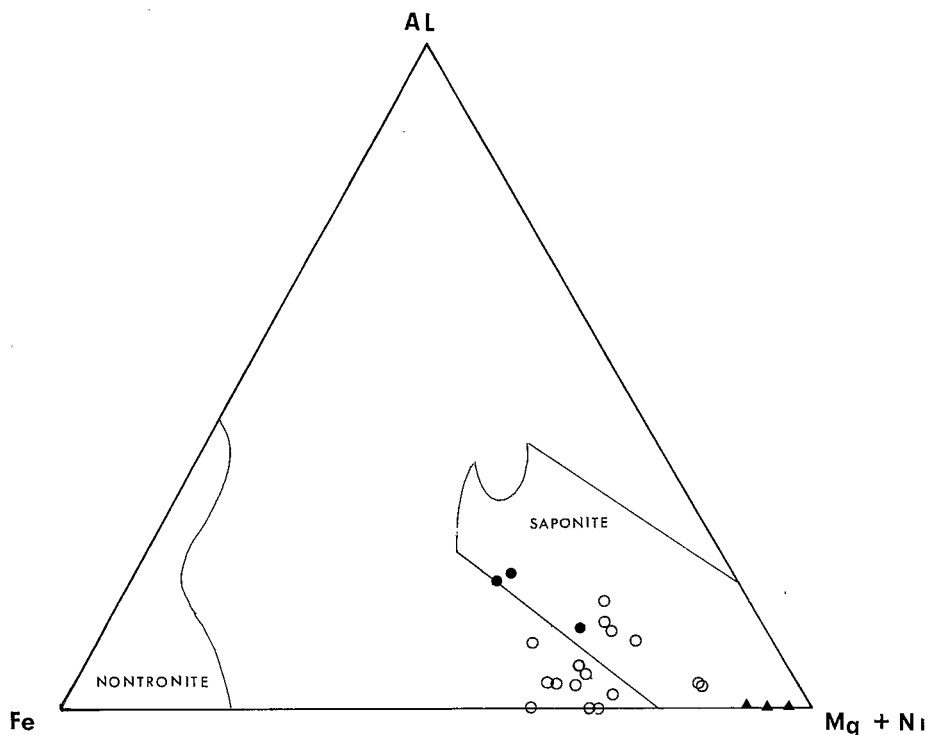


FIG. 8. Représentation dans le système Al, Fe, (Ni + Mg) des microanalyses de l'horizon saprolite grossière très fracturée. ● = smectites, ○ = 'smectite-pimelite,' ▲ = pimelite.

Les microprélèvements réalisés à l'emplacement des microanalyses ont révélé par diffraction de rayons X que les deux phases smectites et kéroïlites étaient presque toujours intimement associées. La raie basale des pimelites peut se déplacer jusqu'à 10-80 Å. Ce 'gonflement' des minéraux de la série β -kéroïlite-pimelite a été étudié par de nombreux auteurs: Maksimovic (1966) pense qu'il est lié à la présence de stevensite; Brinley & Pham Thi Hang (1973) supposent qu'il s'agit d'une simple monohydratation; Giese (1975) montre que le passage de 9.35 à 9.65 Å de la raie basale produit une diminution de 40% des forces ioniques de Van de Waals et Gérard & Herbillon (1983) montrent par analyses de courbes thermogravimétriques la présence d'eau d'hydratation liée à des cations interfoliaires non échangeables. Cependant, ces 'gonflements' ont surtout été observés avec l'éthylène glycol et le glycérol. Dans le cas étudié ici, ce gonflement semble être causé par la technique employée pour les microanalyses par diffraction de rayons X, c'est-à-dire par réaction avec l'eau utilisée. Cette technique requiert en effet un passage aux ultrasons effectué au contact des particules elles-mêmes, et il est possible que l'orientation de ces particules soit maximum, permettant aux molécules d'eau de pénétrer entre les feuillets plus facilement.

Les microprélèvements réalisés à l'emplacement des points d'analyses 12, 13 et 6 (Fig. 7) ont révélé par diffraction de rayons X une chlorite et probablement un interstratifié chlorite-smectite.

Les analyses chimiques (microsonde) confirment l'existence de deux phases secondaires

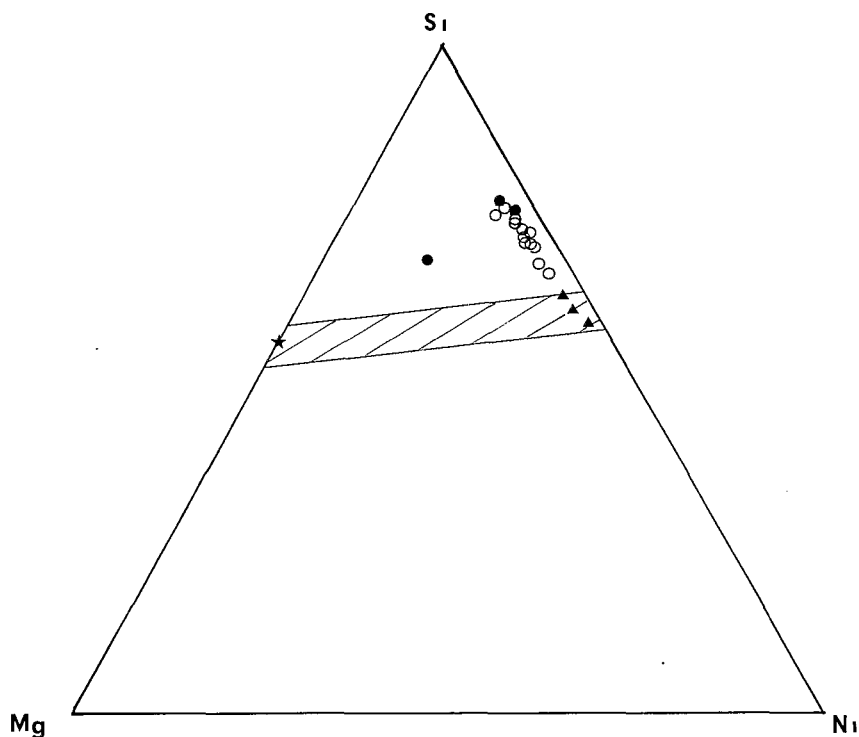
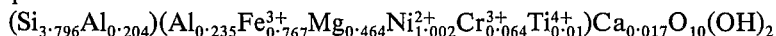


FIG. 9. Représentation dans le système Si, Mg, Ni, des microanalyses de l'horizon saprolite grossière très fracturée et des analyses de la littérature. ● = smectite, ▲ = pimélite, ○ = 'smectite-pimélite', ★ = pyroxène.

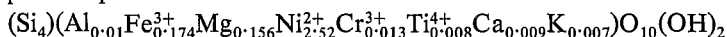
et de leur intime association. Seules les analyses 19, 24 et 25 (Fig. 7) correspondent au pôle pimélite. Ces analyses (Tableau 5; Figs 8 et 9) concordent avec celles de la littérature (Maksimovic, 1969; Trescases, 1975; Brindley, 1978; Wiewora *et al.*, 1981).

Trois analyses (9, 27, 29) correspondent au pôle smectite; toutes les autres analyses fournissent une composition de mélange entre les deux espèces pimélite et smectites (Fig. 8). Les moyennes de formules structurales s'écrivent ainsi:

pour les smectites:



pour les pimélites:

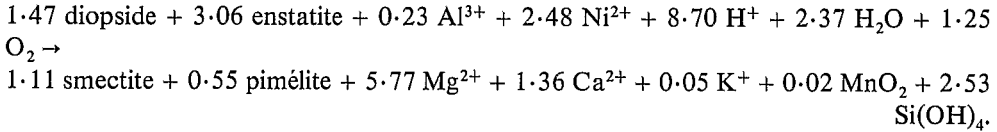


La caractéristique commune de ces moyennes est un taux de silice important, indiquant dans le cas des pimélites la présence de quartz, déjà mise en évidence par la diffraction de rayons X. Les analyses du pôle smectite et du pôle pimélite diffèrent principalement par le taux de Fe^{3+} , Al^{3+} et Ni^{2+} (Fig. 8), avec respectivement:

$$\text{Sm: Al}^{3+} = 6.6\%, \text{Fe}^{3+} = 11.69\%, \text{Ni}^{2+} = 15.28\%;$$

$$\text{Pi: Al}^{3+} = 0.54\%, \text{Fe}^{3+} = 2.11\%, \text{Ni}^{2+} = 36.36\%.$$

Les smectites sont proches des smectites S1 identifiées dans les pyroxénites peu fracturées, mais elles sont moins nickélfères et plus siliceuses. En considérant que les diopsides et les enstatites s'altèrent dans la même proportion que dans les pyroxénites peu fracturées, le raisonnement isochrome et isofer conduit à la réaction suivante:



La silice et les cations basiques seraient donc évacués dans les proportions suivantes: 28.28% pour Si; 90.64% pour Mg; 38.12% pour Ca; 98.04% pour K. On note un apport d'Al mais surtout de Ni.

DISCUSSION

Préalablement à toute différenciation de produits d'altération à partir des pyroxènes parentaux, Schott *et al.* (1981), par voie expérimentale à basse température (20–60°C) sur enstatite et diopside, et Berner & Schott (1982), par observation directe sur des hypersthènes et des diopsides de profils d'altération, ont montré qu'il existait des modifications de l'état de surface des minéraux parentaux. Ces pyroxènes présentent une couche de 5 à 10 Å d'épaisseur appauvrie en Ca et Mg, 'cations-depleted layer', dans laquelle le magnésium (enstatite) et le calcium (diopside) situés en site octaédrique M_2 sont remplacés par H^+ et/ou H_3O^+ . Ces auteurs ont montré que cette couche de surface conserve une épaisseur constante, ce qui implique qu'au simple départ de cations fait suite une dissolution congruente du pyroxène.

L'observation au MEB des vides de dissolution qui affectent les pyroxènes du profil de Jacuba confirme la dissolution congruente du minéral parental: ceux-ci sont le plus souvent dépourvus de produits résiduels (amorphes ou cristallisés) que l'on retrouve à proximité immédiate, à la surface de pyroxènes non affectés par l'altération. Tout semble indiquer que ces produits d'altération sont néoformés au sens de Millot (1949, 1964) et résultent d'une précipitation après migration sur une très courte distance.

Plusieurs types de relations structurales entre minéral parental et produit d'altération sont mis en évidence dans l'exemple étudié. Le produit d'altération peut reposer en contact sur la surface du pyroxène ou en être séparé par une discontinuité de vide. A l'échelle microscopique, on rencontre les associations suivantes: pyroxène/amorphe, pyroxène/amorphe/goethite, pyroxène/goethite, pyroxène/plasma phyllosilicaté.

Ces amorphes apparaissent comme le premier produit d'altération différencié, avec une perte de Ca et de Mg. On retrouve ici la soustraction géochimique annoncée dans la couche de surface des pyroxènes et mise en évidence par Berner & Schott (1982), mais elle aboutit ici à l'individualisation d'un produit d'altération structurellement mal organisé (amorphes) et spatialement distinct du pyroxène parental.

On a vu que les goéthites peuvent s'individualiser au sein de ces amorphes. La relation pyroxène-amorphes-goethite est donc d'ordre historique et génétique. D'autre part, les amorphes représentent un stade spatialement intermédiaire entre les pyroxènes et le plasma phyllosilicaté, l'orientation des phyllosilicates correspondant à celles des minéraux parentaux. Cependant aucune relation génétique entre les amorphes et le plasma phyllosilicaté n'a été mise en évidence. En revanche, on a souvent constaté des contacts

directs entre les pyroxènes et le plasma phyllosilicaté. La filiation pyroxène–phyllite a été étudiée en microscopie haute résolution par Eggleton (1975) sur une pseudomorphose d'hédenbergite par la nontronite. Cet auteur a montré que la nucléation des nontronites se faisait à l'intérieur du pyroxène dans des microdomaines. Le passage pyroxène–nontronite se fait sans discontinuité ni dislocation par l'intermédiaire de feuillet protoné proche du talc: c'est un remplacement topotactique. Nakajima & Ribbe (1980) ont montré que dans l'altération des pyroxènes d'Hokkaido, Japon, apparaissaient des phases silicatées à chaînes multiples, constituant les feuillets tétraédriques des biopyriboles, à l'origine des argiles. Nous ne pouvons ici montrer que la filiation pyroxène–phyllite observée est de ce type, même si cette filiation apparaît continue au MEB, d'autant que de nombreux vides de dissolution du pyroxène ont été également observés, en concordance avec les travaux de Berner & Schott (1982). Toutefois la formation d'un feuillet protoné est commune à tous ces travaux, et il est possible que la nature des eaux de circulation et le degré de porosité et/ou de microporosité dirigent la réaction vers une dissolution congruente, ou la formation de phyllites topotactiques. En résumé, nous avons donc:

pyroxène → amorphe → goethite (stade peu développé)

pyroxène → plasma phyllosilicaté.

Suivant le degré de fracturation de la roche-mère, on observe un développement plus ou moins important de ce plasma aux dépens des minéraux parentaux, une modification de la nature cristallochimique des constituants de ce plasma, mais il n'y a pas de plasma propre à l'altération des enstatites d'une part et des diopsides d'autre part. Le plasma est le fruit de l'altération simultanée et conjuguée des deux types de pyroxènes et résulte donc de l'interaction géochimique entre les minéraux parentaux. Bien plus, ce plasma reflète également en ce qui concerne le nickel, une interaction externe aux minéraux parentaux, puisque ceux-ci en sont dépourvus. Le nickel doit tirer son origine de l'altération des dunités présentes dans la séquence et ceci induit une migration à moyenne distance du nickel par les solutions d'altération.

Les plasmas phyllosilicatés reconnus sont:

dans le cas d'une altération ménagée: des smectites nickélifères (Ni = 16.04 à 21.9%) et des talcs nickélifères (Ni = -5%);

dans le cas d'une altération plus développée: des smectites nickélifères (Ni = 15.28%) et des pimélites (Ni = 36.36%) principalement.

D'après les travaux de Brindley *et al.* (1979) sur des minéraux de la série β -kérolyte–pimélite, il est probable que le nickel des pimélites étudiées ici se trouve en sites octaédriques, occupant ainsi 87% des sites disponibles. Gérard & Herbillon (1983) montrent par spectrométrie infra-rouge que le nickel est situé dans les sites octaédriques mais réparti en domaines nickélifères et magnésiens dans les pimélites de Nouvelle-Calédonie. Manceau (1984), par spectroscopie d'absorption X, confirme ces résultats.

Les smectites nickélifères ont été peu étudiées dans la littérature. Maksimovic (1969) étudie une nontronite (1% Ni) issue de l'altération de lizardite nickélifère de Goles, Yougoslavie; Gonord & Trescases (1970) trouvent une nontronite avec 2% Ni dans des argiles de Nouvelle-Calédonie; Besnus *et al.* (1975) étudient une série continue nontronite–volskonkoïte issue de l'altération superficielle de roches ultrabasiques de Bahia,

Brésil (0.8 à 1.9% Ni); Bosio *et al.* (1975) analysent des 'nontronites-beidellites' avec 5.4% Ni provenant de l'altération des pyroxènes du massif ultrabasique de Niquelandia, Goias, Brésil; Brindley & De Souza (1975a, b) trouvent 3.58% Ni dans une montmorillonite du même gisement; Colin *et al.* (1980), Nahon & Colin (1982), Nahon *et al.* (1982) montrent l'existence d'une 'beidellite-nontronite' (2.8% Ni), issue de l'altération des pyroxènes de Sipilou et Moyango, Côte d'Ivoire. D'autre part, d'après Brindley (1978), le nickel peut substituer en sites octaédriques le magnésium des saponites et le magnésium, l'aluminium, le fer des smectites dioctaédriques. Decarreau (1981a, b) a prouvé en laboratoire que des smectites trioctaédriques magnésiennes pouvaient se former à basse température et échanger totalement leur magnésium avec le nickel en sites octaédriques. Decarreau (1984) sur les stevensites synthétiques montre que le rapport I_{13-20}/I_{02-11} est proportionnel au taux de substitution octaédrique du zinc. Manceau (1984) a montré par diffraction de rayons X sur des lizardites et des kerolites de Nouvelle-Calédonie que ce rapport varie en fonction de la teneur en nickel des octaèdres. En portant dans le diagramme de corrélation de Manceau (1984, p. 12) les valeurs obtenues pour les saponites nickélifères de Jacuba (Fig. 10), on voit que celles-ci ont le même comportement que les phyllosilicates nickélifères reportés par Manceau (1984). Il apparaît donc évident d'en tirer les mêmes conclusions: à Jacuba, le nickel est présent dans les sites octaédriques des saponites.

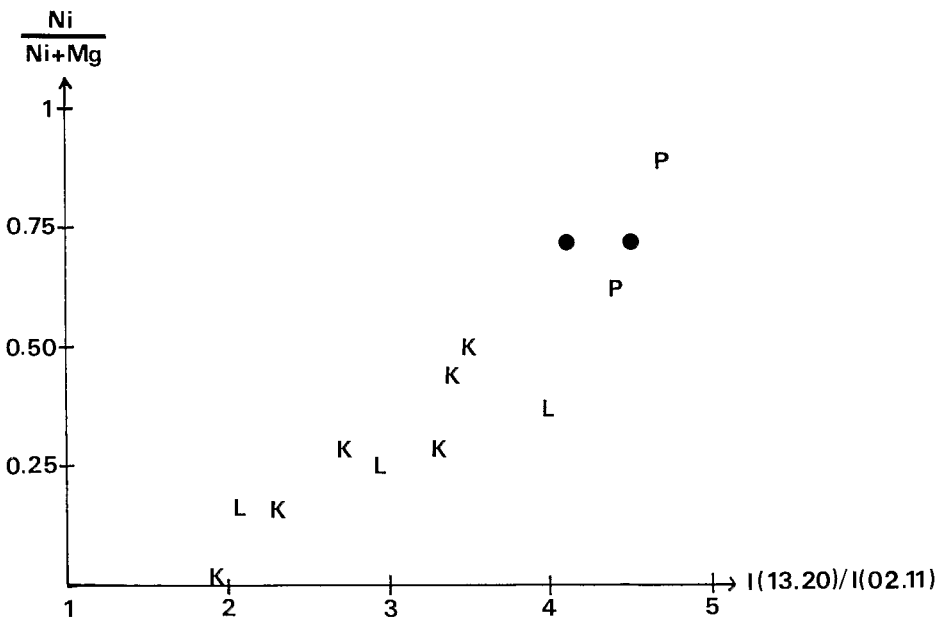


FIG. 10. Localisation des smectites dans le diagramme d'évolution du rapport d'intensité des bandes 13-20 et 02-11 en fonction de la teneur en nickel d'après Manceau (1984). L, K, P = lizardite, kérolyte, pimélite dans Manceau (1984), ● = smectites étudiées.

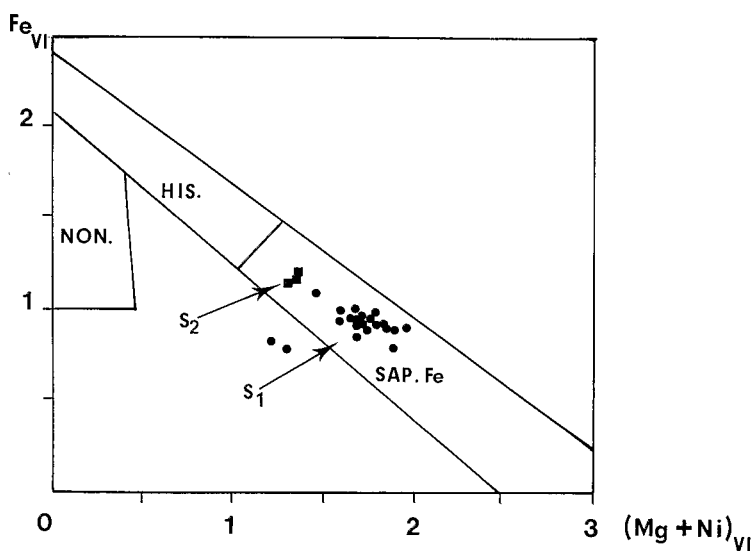


FIG. 11. Représentation des smectites étudiées dans le système $Fe_{VI}-(Mg + Ni)_{VI}$, d'après la classification de Brigatti (1981).

Les différentes analyses des smectites étudiées se classent parfaitement dans le domaine des saponites riches en fer (Figs 11 et 12). Cependant, il faut remarquer que les charges interfoliaires des smectites étudiées sont souvent inférieures à la valeur théorique (0.2); elles sont donc faibles, et cela d'autant plus que la diffraction de rayons X a montré que ces smectites étaient naturellement hydratées et gonflantes à l'éthylène glycol. Ceci s'explique par le fait qu'une partie du magnésium que nous avons placé arbitrairement dans l'octaèdre, peut être en position interfoliaire et ainsi accroître la charge du feuillet. Ceci entraînerait une légère baisse de la somme octaédrique, dont les valeurs seraient les valeurs minimum possibles, car calculées avec le fer compté comme Fe^{3+} . Il est possible qu'une partie de ce fer soit sous la forme Fe^{2+} , en particulier pour les saponites. Les smectites S2 se rapprochent du pôle hisingérite, mais sont loin de celles décrites par Sudo & Nakamura (1952), Sudo (1954). Toutefois, Kohyama *et al.* (1973), Kohyama & Sudo (1975), Paquet *et al.* (1983) pensent que les hisingérites tirent leur origine des saponites-Fe. Dans la classification tirée de Fontanaud (1982) (Fig. 5), seules les smectites de type S1 font partie du domaine des saponites, les smectites de type S2 étant intermédiaires entre la saponite et la nontronite. D'après l'examen des raies (060), il est possible que les smectites S2 correspondent en fait au mélange de smectites di- et trioctaédriques. Cependant, le paramètre $b = 9.102$ reste éloigné de celui connu dans le pôle trioctaédrique. A l'échelle de notre étude, nous ne pouvons pas nous prononcer sur la signification cristallographique des variations géochimiques et des transitions observées dans les smectites dioctaédriques et dans les smectites trioctaédriques. On retrouve ici la même suite évolutive reconnue par Paquet *et al.* (1981, 1983) dans un exemple de la Côte d'Ivoire (pyroxène → saponite Ni → saponite Fe-Ni → hisingérite Ni) toutefois nettement moins nickélique.

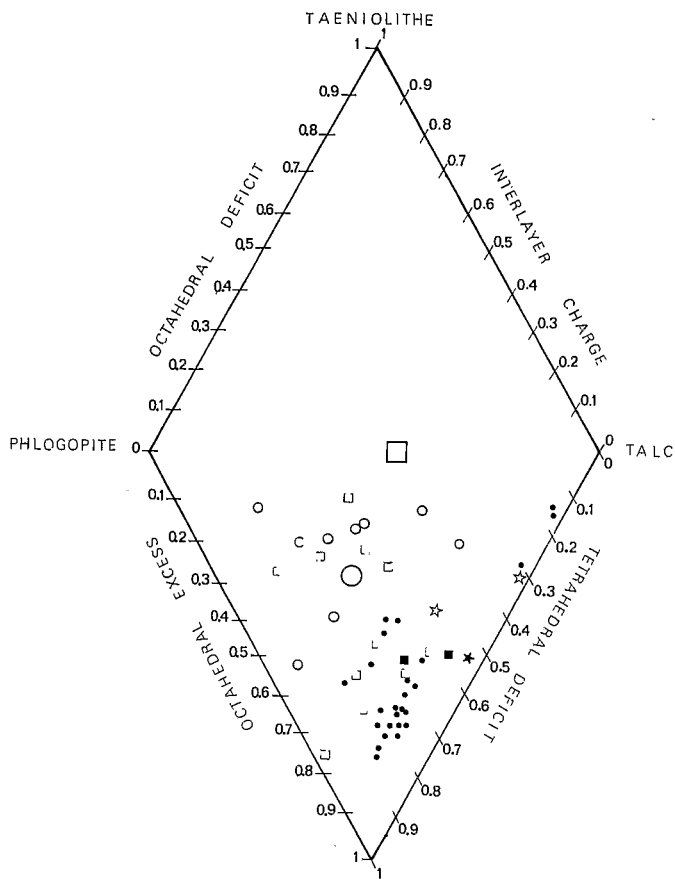


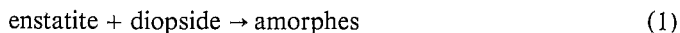
FIG. 12. Représentation des smectites étudiées et des smectites (saponite, saponite-Fe, hisingerite) de la littérature, dans le diagramme de charge. □ Koster (1981), ○ Koster (1981), □ Brigatti (1981), ○ Brigatti (1981), ☆ Paquet (1981, 1983), ★ Paquet (1981, 1983), ■ Paquet (1981, 1983), • smectites étudiés.

CONCLUSIONS

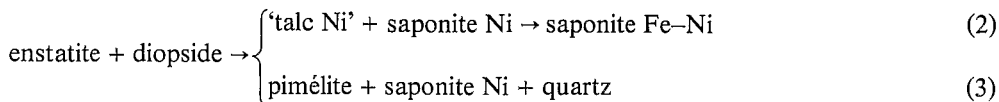
L'altération latéritique qui affecte à la base des profils les pyroxénites de Jacuba, composées d'enstatite et de diopside, présente les caractères suivants.

1. L'altération est progressive, elle induit des produits amorphes ou cristallisés qui dépendent de l'accessibilité des différents sites d'altération aux solutions.

2. Dans les milieux pas entièrement ouverts, où la porosité est faible, les réactions d'interface sont du type:



3. Dans les milieux plus ouverts, et selon le degré de fissuration de la roche parentale, on note deux types de réactions possibles:



4. La dernière réaction (3) caractérise une altération à degré de fissures élevé; la silice est deux fois moins soustraite et le nickel une fois et demi plus important que dans la réaction (2). On y voit le résultat d'une importation de ces deux éléments par les solutions d'altération.

5. Ainsi les produits d'altération de pseudomorphose des minéraux parentaux reflètent-ils non seulement des transferts de Si et Ni d'autres parties plus amont ou plus hautes des profil d'altération, mais aussi des transferts par interaction entre minéraux voisins s'altérant simultanément.

6. L'apport de Ni et Si à la base des profils d'altération, comme ailleurs pour les produits de précipitation de fissures (cutanes), est confirmé ici pour les plasmas phyllosilicatés de pseudomorphose.

7. Bien plus, on précise ici que Ni est concentré davantage dans la pimélite que dans la saponite pour les milieux les plus ouverts, alors que dans des milieux à porosité plus faible, il se concentre davantage dans la saponite que dans le talc.

REFERENCES

- ARAUJO V.A., MELLO J.C.R. DE & OGUINO K. (1972) *Projeto Niquelandia. Relatório final*. Convenio DNPM/CPRM Goiana, 224 pp.
- BEAUFORT D., DUDOIGNON P., PROUST D., PARNEIX J.C. & MEUNIER A. (1983) Microdrilling in thin section: a useful method for the identification of clay minerals in situ. *Clay Miner.* **18**, 219–222.
- BERNER R.A., SJOBERG E.L., VELBEL M.A. & KROM M.D. (1980) Dissolution of pyroxenes and amphiboles during weathering. *Science* **207**, 1205–1206.
- BERNER R.A. & SCHOTT J. (1982) Mechanism of pyroxene and amphibole weathering. II. Observation of soil grains. *Am. J. Sci.* **282**, 1214–1231.
- BESNUS Y., FUSIL G., JANOT C., PINTA M. & SIEFFERMAN G. (1975) Characteristics of some weathering products of chromitic ultrabasic rocks in Bahia state, Brazil: nontronites, chlorites and chromiferous talc. *Proc. Int. Clay Conf., Mexico City* 27–34.
- BOSIO N.J., HURST V.J. & SMITH R.L. (1975) Nickeliferous nontronite, a 15 Å garnierite, at Niquelandia, Goias, Brazil. *Clays & Clay Miner.* **23**, 400–403.
- BRIGATTI M.F. (1981) Hisingerite: a review of its crystal chemistry. *Proc. Int. Clay Conf. Bologna and Pavia*, 97–110.
- BRINDLEY G.W. (1978) The structure and chemistry of hydrous nickel-containing silicate and aluminate minerals. *BRGM Bull.* **II**, 3, 233–245.
- BRINDLEY G.W. & PHAM THI HANG (1973) The nature of garnierite I. Structure, chemical compositions and color characteristics. *Clays & Clay Miner.* **21**, 27–40.
- BRINDLEY G.W. & SOUZA J.V. DE (1975a) Nickel containing montmorillonites and chlorites from Brazil, with remarks on schuchardite. *Miner. Mag.* **46**, 141–152.
- BRINDLEY G.W. & SOUZA J.V. DE (1975b) A golden-colored, ferrinickel chloritic mineral from Morro do Niquel, Minas Gerais, Brazil. *Clays & Clay Miner.* **23**, 11–15.
- BRINDLEY G.W., BISH D.L. & WAN H.M. (1979) Composition, structures and properties of nickel-containing minerals in the kerolite-pimelite series. *Am. Miner.* **64**, 615–625.
- COLIN F., PARRON C., BOCQUIER G. & NAHON D. (1980) Nickel and chromium concentrations by chemical weathering of pyroxenes and olivines: metallogeny of mafic and ultramafic complexes. *Proc. UNESCO Int. Symp. Athens*, **2**, 56–66.
- DECARREAU A. (1981a) Mesure expérimentale des coefficients de partage solide/solution pour les éléments de transition A^{2+} dans les smectites magnésiennes. *C.R. Acad. Sc. Paris* **292**, 459–462.
- DECARREAU A. (1981b) Cristallogénèse à basse température de smectites trioctaédriques par vieillissement de coprécipités silicométalliques de formule $(Si_{4-x}Al_x)M^{2+}_3O_{11}nH_2O$ où x varie de 0 à 1 où $M^{2+} = Mg-ni-Co-Zn-Fe-Cu-Mn$. *C.R. Acad. Sc. Paris* **292**, 61–64.
- DECARREAU A. (1984) Etude expérimentale de la cristallogénèse des smectites. Mesures des coefficients de partage smectite trioctaédrique-solution aqueuse pour les métaux M^{2+} de la première série de transition. *Sci. Geol., Mem.* **74** (sous presse).

- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1978) Single-chain silicates. *Rock-Forming Minerals, Vol. 2A*. Longman, London.
- EGGLETON R.A. (1975) Nontronite topotaxial after hedenbergite. *Am. Miner.* **60**, 1063–1068.
- FAUST G.T. (1966) The hydrous nickel magnesium silicates—the garnierite group. *Am. Miner.* **51**, 279–298.
- FIGUEIREDO A.N. DE, SOUZA E.P. DE & MELLO J.C.R. DE (1972) *Projeto goianesia. Barro Alto. Relatório final*. Convenio DNPM/CPRM, Goiania, 129 pp.
- FIGUEIREDO A.N. DE, MOTTA J. & MARQUES V.J. (1975) Estudo comparativo entre os complexos de Barro Alto e do Tocantins, Goias. *Rev. Bras. de Geoc.* **5**, 15–29.
- FONTANAUD A. (1982) *Les faciès d'altération supergène des roches ultrabasiques*. Thèse Université de Poitiers.
- GERARD P. & HERBILLON A.J. (1983) Infrared studies of Ni-bearing clay minerals of the kerolite–pimelite series. *Clays & Clay Miner.* **31**, 143–151.
- GIESE R.F. (1975) Interlayer bonding in talc and pyrophyllite. *Clays & Clay Miner.* **23**, 165–166.
- GONORD H. & TRESCASES J.J. (1970) Observation nouvelle sur la formation post-néocène de Muro. *C.R. Acad. Sc. Paris* **270**, 584–587.
- KOHYAMA N., SHIMODA S. & SUDO T. (1973) Iron rich saponite. *Clays & Clay Miner.* **21**, 229–237.
- KOHYAMA N. & SUDO T. (1975) Hisingerite occurring as a weathering product of iron-rich saponite. *Clays & Clay Miner.* **23**, 215–218.
- KOSTER H.M. (1981) The crystal structure of 2:1 layer-silicates. *Proc. Int. Clay Conf. Bologna and Pavia*, 41–72.
- MAKSIMOVIC Z. (1966) β -kerolite–pimelite series from Goles Mountains, Yugoslavia. *Proc. Int. Clay Conf. Jerusalem* **1**, 97–105.
- MAKSIMOVIC Z. (1969) Nickeliferous minerals found in the fossil crust of weathering in Goles (Yugoslavia). *Ann. Geol. Penin. Balkanique* **34**, 577–596.
- MANCEAU A. (1984) *Localisation du nickel dans les phyllosilicates. Application aux minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie*. Thèse, Université Paris VII.
- MELFI A.J., TRESCASES J.J., BARROS DE OLIVEIRA S.M. (1980) Les latérites nickélfères du Brésil. *ORSTOM, cahiers sér. Géol.* **11**, 1232–1243.
- MILLOT G. (1949) Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Géol. Appli. Prospec. Min.* **2**, 1–352.
- MILLOT G. (1964) *Géologie des Argiles; Altérations-Sédimentologie-Géochimie*. Masson et Cie, Paris.
- MILLOT G. & BONIFAS M. (1955) Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation. *Serv. Carte géol. Als.-Lorr.* **8**, 3–20.
- NAHON D. & COLIN F. (1982) Chemical weathering of orthopyroxenes under lateritic conditions. *Am. J. Sci.* **282**, 1232–1243.
- NAHON D., PAQUET H. & DELVIGNE J. (1982) Lateritic weathering of ultramafic rocks and the concentration of nickel in the Western Ivory Coast. *Econ. Geol.* **77**, 1159–1175.
- NAKAJIMA Y. & RIBBE P.H. (1980) Alteration of pyroxenes from Hokkaido, Japan, to amphibole, clays and other biopyriboles. *Neues Jb. Miner.* **6**, 258–268.
- PAQUET H., DUPLAY J., NAHON D., TARDY Y. & MILLOT G. (1983) Analyses chimiques de particules isolées dans les populations de minéraux argileux. *C.R. Acad. Sc. Paris* **296**, sér. III, 699–704.
- PAQUET H., DUPLAY J. & NAHON D. (1981) Variations in the composition of phyllosilicates monoparticules in a weathering profile of ultrabasic profile of ultrabasic rocks. *Proc. Int. Clay Conf. Bologna and Pavia*, 595–603.
- PECORA W.T. & BARBOSA A.L.M. (1944) Jazidas de niquel cobalto de Sao José dos Tocantins. *Estado de Goiaz. DNPM* **64**.
- PROUST D. (1983) *Mécanisme de l'altération supergène des roches basiques. Etude des arènes d'orthoamphibolites du Limousin et de glaucophanite de l'île de Groix, Morbihan*. Thèse, Université Poitiers.
- SCHOTT J., BERNER R.A. & SJOBERG E.L. (1981) Mechanism of pyroxene and amphibole weathering. I. Experimental studies of iron-free minerals. *Géochim. Cosmochim. Acta* **45**, 2123–2136.
- SOUZA A. (1973) *Geologia e geocronologia do complexo Barro Alto, Goias*. Tese Dout. FFCL Rio Claro (SP).
- SUDO T. (1954) Iron-rich saponite found from Tertiary iron sand beds in Japan. *J. Geol. Soc. Japan* **59**, 18–27.
- SUDO T. & NAKAMURA T. (1952) Hisingerite from Japan. *Am. Miner.* **37**, 618–621.
- TRESCASES J.J. (1975) L'évolution géologique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélfères de Nouvelle-Calédonie. *Mém. ORSTOM*, 259 pp.
- WIEWORA A., DUBINSKA E. & IWASINSKA I. (1981) Mixed-layering in Ni-containing talc-like minerals from Szklary, Lower Silesia, Poland. *Proc. Int. Clay Conf. Bologna and Pavia*, 111–126.