

ANALYSE DE TRANSFORMATIONS STRUCTURALES ET MINÉRALOGIQUES, PAR ALTÉRATION ET PÉDOGÉNÈSE, D'UNE MIGMATITE DE L'EST DU CAMEROUN

par Véronique ROSELLO¹, Jean-Pierre MULLER²,
Philippe ILDEFONSE¹ et Gérard BOCQUIER¹

1. INTRODUCTION

Cette analyse concerne une formation superficielle de 12 mètres d'épaisseur formée par altération et pédogénèse à partir d'une migmatite à biotite, muscovite, grenat, oligoclase, microcline et quartz (SARAZIN et al., 1981). Le profil est situé dans l'Est-Cameroun, à GOYOUM (5°14'N, 13°24'E), dans une région qui a fait l'objet d'une reconnaissance pédologique préalable (BOCQUIER, MULLER, 1973 ; MULLER, 1974a, 1978). Ces formations superficielles, « latéritiques », constituent une « surface » qui culmine à 600-700 m et couvre tout le centre du Cameroun (MARTIN, 1967 ; SEGALIN, 1970 ; MULLER, 1974b, 1979).

Cette étude est basée sur l'*analyse microscopique d'échantillons non perturbés* sur lames minces : Analyse de la nature et de l'organisation des constituants en microscopie optique à transmissions³ et analyses chimiques ponctuelles à la micro-sonde de Castaing ; étude de la morphologie des cristallites en place et des relations des constituants par exploration d'agrégats naturels au microscope électronique à balayage (MEB).

¹ Laboratoire de Pédologie, Département des Sciences de la Terre, Université Paris VII, 2 Place Jussieu, 75251 Paris Cédex 05, France.

² Laboratoire de Pédologie, Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM 70-74, Route d'Aulnay, 93140 Bondy, France.

³ La terminologie employée sera celle définie par BREWER (1964).

28 MAI 1985

7.1

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 17 532

Cpte : B

Cette analyse est complétée de *déterminations sur phases séparées et broyées*: Minéralogie des constituants par diffractométrie de rayons X, morphologie des cristallites séparés et minéralogie de certains constituants par microdiffraction électronique au microscope électronique à transmission (MET).

Ces formations « latéritiques » sont différenciées en quelques grands ensembles, qui paraissent superposés dans les profils. Notre objectif est de caractériser au niveau du profil choisi les constituants de chaque ensemble et les relations structurales et historiques qui les unissent, afin de préciser, de la migmatite saine jusqu'à la surface du sol, les principales transformations minéralogiques et structurales successivement introduites par les processus de l'altération et de la pédogénèse. Cette analyse, qui se situe dans la lignée d'un travail similaire réalisé au Congo (MULLER et al., 1981), a fait l'objet d'une première présentation de ROSELLO (1981).

2. LA DIFFÉRENCIATION DU PROFIL DE GOYOUM EN TROIS ENSEMBLES

De bas en haut du profil on distingue successivement (Fig. 1):

— Un *ensemble altéritique* meuble au-dessus de la migmatite saine (non atteinte dans ce profil). La texture et la structure originelles de la roche sont conservées à la base (*isaltérite*) et disparaissent progressivement au sommet (*allotérite*). Cette altérite est tachetée, massive. De nature principalement kaolinitique elle inclut cependant des reliques de minéraux parentaux (quartz, micas).

— Un *ensemble nodulaire*, d'accumulation résiduelle d'hydroxydes de fer sous forme de divers nodules indurés, inclus dans une matrice argileuse rouge, colorée par des composés ferrugineux.

— Un *ensemble structichrome* (CHATELIN, 1972), rouge à sa base à rouge jaunâtre vers le haut, meuble, bien structuré. Les influences biologiques y sont marquées. En son sein une accumulation résiduelle d'hydroxydes d'aluminium se distingue sous forme de nodules non indurés.

Afin d'établir les relations *génétiques* et *historiques* de cette seule succession verticale, chaque ensemble est analysé microscopiquement.

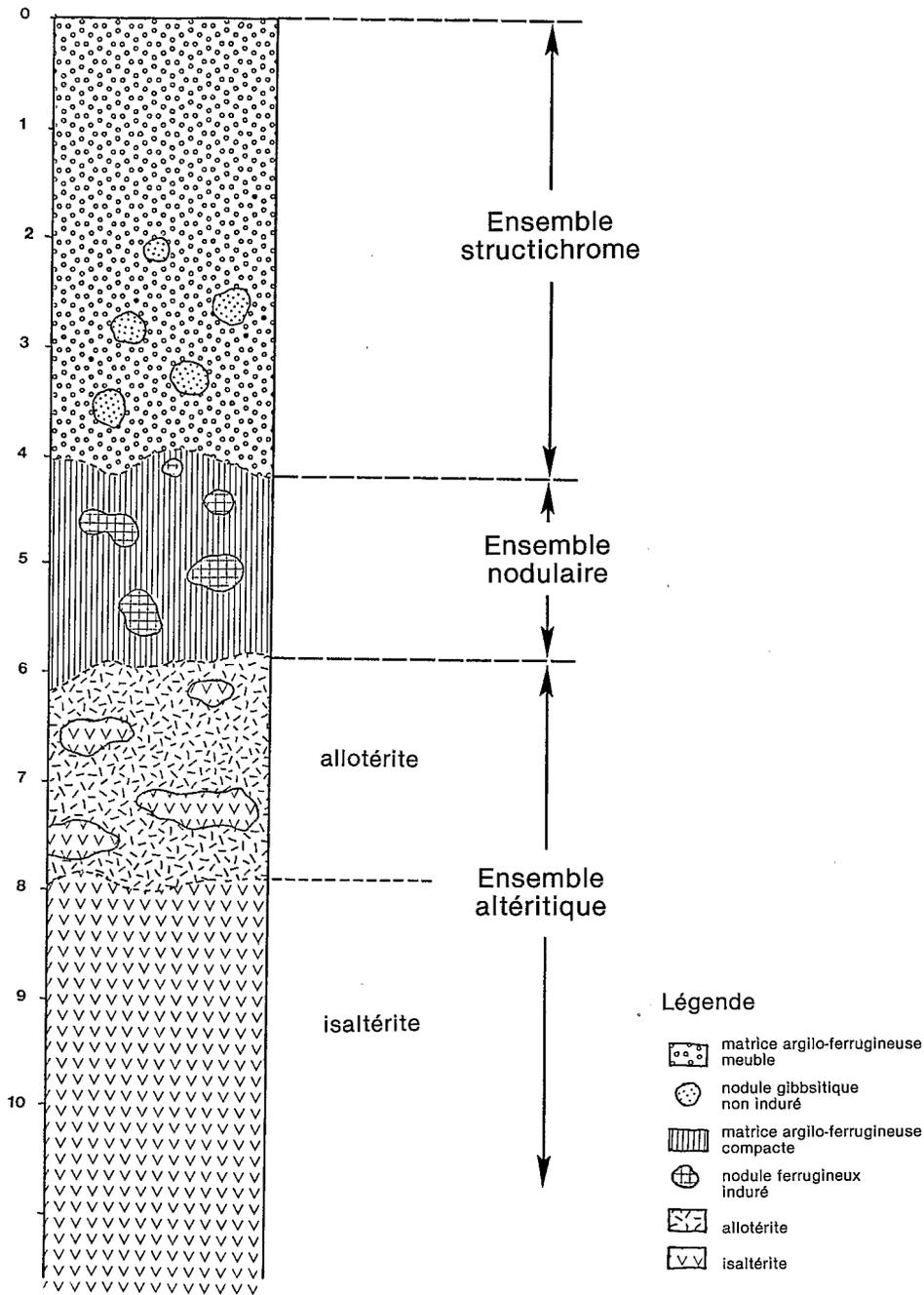


Fig. 1. Différenciation du profil de Goyoum en trois ensembles.

3. CARACTÉRISATION MICROSCOPIQUE DES TROIS ENSEMBLES DIFFÉRENCIÉS

3.1. L'ENSEMBLE ALTÉRITIQUE

3.1.1. L'isaltérite

On y distingue trois types de constituants : des minéraux primaires résiduels, des minéraux primaires pseudomorphosés par des produits d'altération (altéropasmas intraminéraux), et des plasmas interminéraux.

a) Les minéraux primaires résiduels

Ces reliques de minéraux primaires présentent toutes des traces d'altération.

— Les *quartz* sont fissurés et fragmentés. Leur dissolution (Fig. 2) provoque la formation de vides à leur périphérie.

— Les *muscovites* s'exfolient au cours de leur altération. Leurs extrémités s'élargissent en forme d'éventail (FAYOLLE, 1979), perdent la biréfringence de la muscovite pour tendre vers celle de la kaolinite (Fig. 3). Cette altération, et le passage muscovite-kaolinite ont été précisés par des micro-analyses ponctuelles qui montrent une disparition du Na, une chute importante de la teneur en K et une baisse du rapport Si/A1 qui tend vers 1.

b) Les minéraux primaires pseudomorphosés par des plasmas intraminéraux

D'autres minéraux primaires sont totalement altérés.

— Les *grenats* sont entièrement pseudomorphosés par un *plasma d'oxyhydroxydes ferriques* (Fig. 4 et 5).

— Les *biotites* sont totalement transformées. Exfoliées, elles apparaissent incolores en LPNA¹ et présentent la biréfringence de la kaolinite. Un *crystalliplasma kaolinitique* en assure donc la pseudomorphose (Fig. 6). Ces kaolinites d'altération sont moulées dans un *plasma ferrique* rouge, isotique, particulièrement dense à leurs extrémités (Fig. 4). Ce plasma est issu de l'exsudation du fer pendant la transformation des biotites en kaolinite. Il est composé de 45 à 60% de fer total². Il s'agit de *goéthite* et d'*hématite* (analyses RX³). Ce fer apparaît dans son ensemble mal cristallisé, notamment au MEB et jusqu'aux grossissements de X10 000 (Fig. 7). La goéthite cristallise néanmoins en rosettes sur certaines faces des kaolinites (Fig. 8).

¹ LPNA lumière polarisée non analysée. LPA lumière polarisée analysée.

² Le fer total est exprimé en Fe³⁺. Les résultats des micro-analyses chimiques sont exprimés dans le système Si-A1-Fe³⁺.

³ Les diagrammes de diffraction des rayons X sont reproduits in ROSELLO (1981).

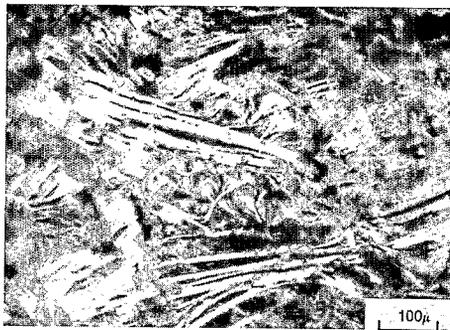
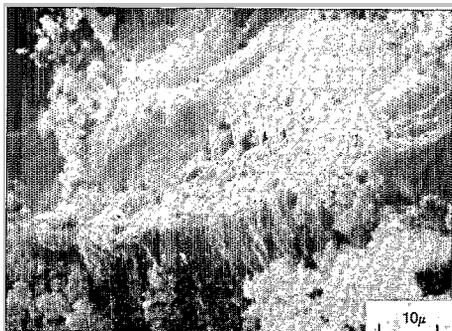


Fig. 2. Dissolution des quartz dans l'isaltérite. Photo MEB.

Fig. 3. Muscovites en voie d'altération. Leurs extrémités en éventail présentent les teintes grises de 1^{er} ordre de la kaolinite. Photo microscopie optique (LPA).

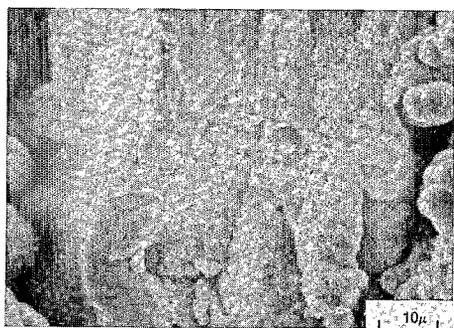
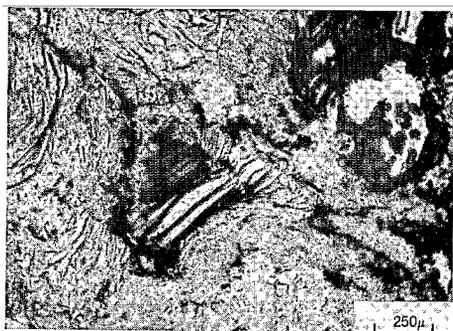


Fig. 4. Pseudomorphoses de biotite et de grenat. Le plasma ferrugineux est dense près des extrémités de la biotite pseudomorphosée. Photo microscopie optique (LPNA).

Fig. 5. Pseudomorphose totale d'un grenat par des oxy-hydroxydes de fer. A partir des cloisons et des mamelons de fer non cristallisé se développent des rosettes de goéthite bien cristallisée. Photo MEB.

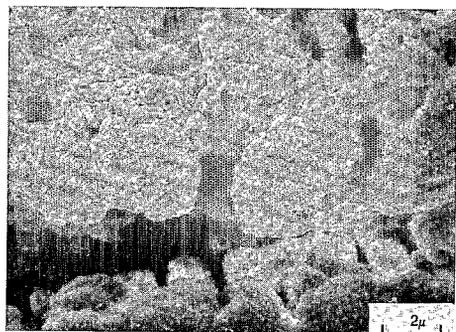
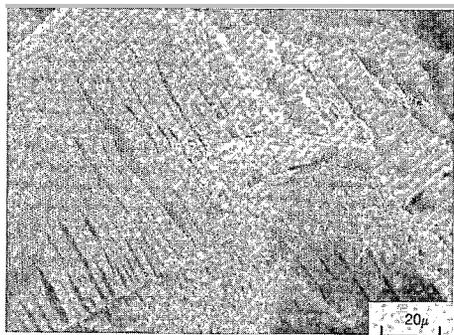


Fig. 6. Biotite pseudomorphosée en kaolinite. Photo MEB.

Fig. 7. Fer exsudé des biotites lors de leur altération et formant des bourrelets de fer amorphe plus ou moins jointifs. Photo MEB.

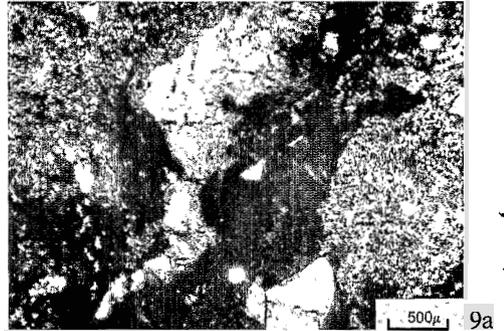
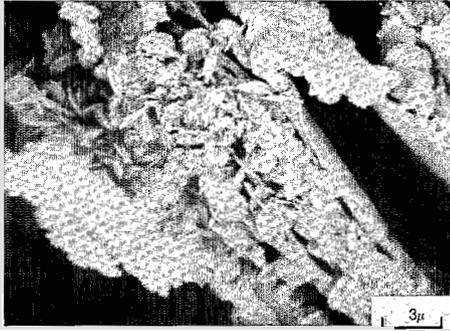


Fig. 8. Cristaux de goethite en rosette sur la surface d'une kaolinite d'altération. Photo MEB.

Fig. 9. Fond matriciel isaltéritique. Cristalliplasmas d'accumulation secondaire kaolinitique (A) et halloysitique (B). Le plasma à halloysite se localise dans les zones de circulation. Plasma ferrugineux (C).

a — Photo microscopie optique (LPA)
b — Dessin

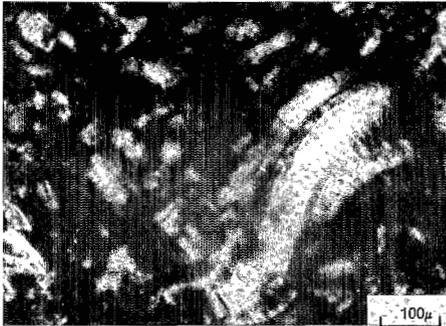


Fig. 10. Cristalliplasma kaolinitique d'accumulation secondaire. Vermicules de kaolinite de grandes dimensions. Photo microscopie optique.

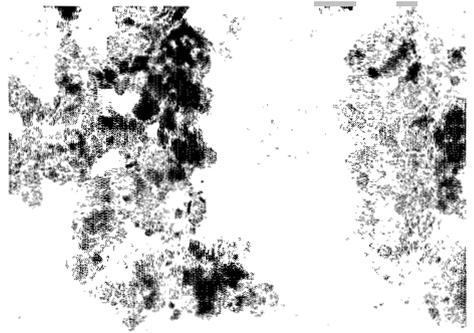
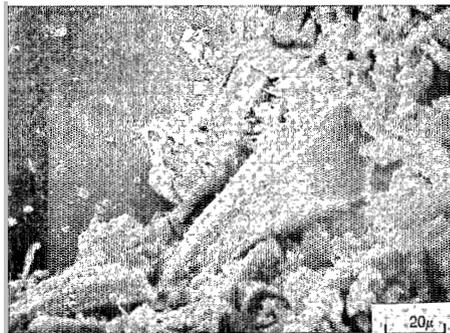


Fig. 11. Cristalliplasma kaolinitique d'accumulation secondaire. Kaolinites à faciès en accordéon. Photo MEB.

Fig. 12. Plaquettes hexagonales de kaolinite ordonnée. Photo MET ($\times 20\ 000$).

Notons que les plagioclases et les feldspaths potassiques ont totalement disparus et n'ont pas été pseudomorphosés. Leurs produits d'altération ont certainement été déplacés à plus ou moins grande distance.

c) *Les plasmas interminéraux*

Deux types de plasmas interminéraux sont présents (Fig. 9a et b).

— Un *plasma cristique fin*, gris (LPA). En microscopie optique il apparaît composé de vermicules de *kaolinite*, de 60 à 180 microns, biréfringentes dans les teintes de 1^{er} ordre (Fig. 10). L'analyse au MEB révèle des faciès en accordéon (Fig. 11). Les micro-analyses chimiques montrent, par la valeur du rapport Si/A1 = 1, qu'il s'agit bien de kaolinite. La diffractométrie aux rayons X précise que ces kaolinites sont *ordonnées* (résolution du triplet 2,38, 2,33, 2,29 Å, BRINDLEY et al., 1980). Au MET elles se présentent sous forme de plaquettes hexagonales régulières de 30 à 70 microns de largeur (Fig. 12).

— Un *plasma cristique très fin*, également gris (LPA). Les cristallites, observées au MEB, ont une morphologie en tubules agglomérés et flexueux (Fig. 13). Leur composition chimique, déterminée par micro-analyses, est celle de la kaoli-

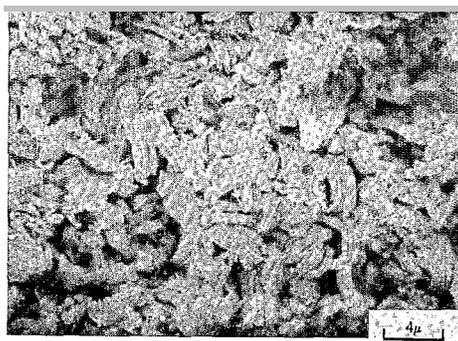


Fig. 13. Plasma cristique à halloysite. Photo MEB.

Fig. 14. Cristallites d'halloysite en forme de gouttières. Photo MET (× 10 000).

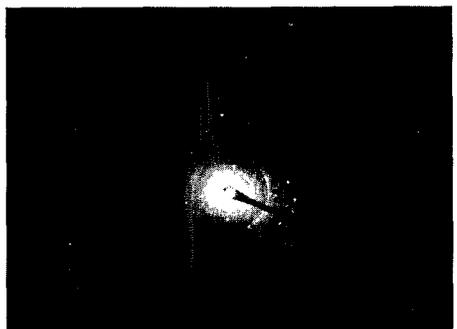


Fig. 15a. Cristallite d'halloysite. Localisation de la microdiffraction électronique.

Photo MET (× 10 000).

Fig. 15b. Microdiffraction électronique. Raie à 10 de l'halloysite.

nite. L'analyse ultramicroscopique par transmission précise leur forme en gouttière, typique des cristaux d'*halloysite* (Fig. 14). Une microdiffractométrie électronique effectuée ponctuellement sur l'un de ces cristaux confirme ce diagnostic (Fig. 15a et b).

Ces deux plasmas sont en position *interminérale*. Ils s'accumulent notamment dans les fissures des quartz (Fig. 16) et cristallisent dans les *vides interlamellaires* des kaolinites d'altération, perpendiculairement aux plans 001 (Fig. 17).

Une partie du *plasma ferrique*, issu de l'exsudation du fer des biotites peut également être transférée sur de plus longues distances, s'infiltrer dans des espaces interminéraux (en association ou non avec les plasmas précédents) et envoyer d'autres minéraux résiduels ou transformés (dont les quartz) en conservant leur forme initiale et leur agencement.

3.1.2. Le passage à l'ensemble nodulaire : L'allotérite (ROSELLO, 1981)

A la partie supérieure de l'ensemble altéritique, l'isaltérite devient discontinue (volumes lithorelictuels, Fig. 18a et b) puis disparaît. Elle se transforme par *fragmentation* de ses constituants et *dispersion* des minéraux du squelette dans un plasma rouge, non orienté, compact, qui s'*homogénéise* progressivement. Cette *réorganisation* s'accompagne d'une *déferuginisation*, tandis que l'hématite disparaît au profit de la goéthite.

3.1.3. Conclusions sur l'ensemble altéritique

a) La signification minéralogique et structurale des principales transformations

Cet ensemble altéritique est donc le résultat de transformations structurales, minéralogiques et géochimiques importantes de la migmatite originelle.

Il est constitué de reliques de minéraux primaires (quartz et muscovite) et de différents plasmas :

— Des cristalliplasmas *intraminéraux* réalisant la pseudomorphose des minéraux primaires. Ce sont des plasmas d'*altération* (ou de *transformation*) : Cristalliplasmas kaolinitique d'altération des biotites et ferrique d'altération des grenats.

— Des cristalliplasmas *interminéraux* kaolinitique et halloysitique. Leurs cristaux ont un développement automorphe, indépendant de l'altération des minéraux primaires. Il s'agit de plasmas d'*accumulation secondaire à l'altération*, qui impliquent donc un transfert de produits d'altération en solution. Le plasma halloysitique, formant des plages allongées et étroites, pourrait correspondre à des zones de circulation (Fig. 9).

— Un plasma *ferrique* issu de l'exsudation du fer des biotites. A la suite d'un simple transfert intraminéral (nanotransfert, BOCQUIER et al., 1982) une partie de ce fer enrobe les kaolinites d'altération en se déposant et cristallisant sur leurs

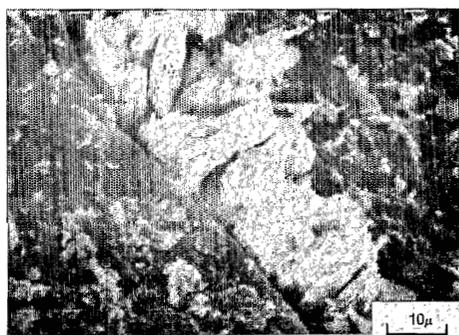
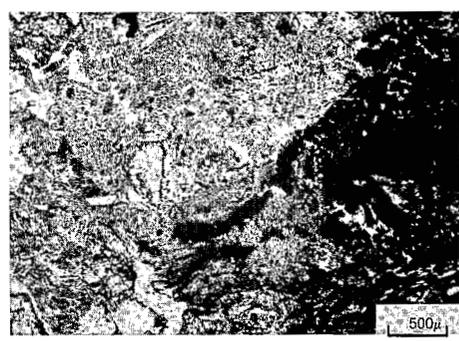
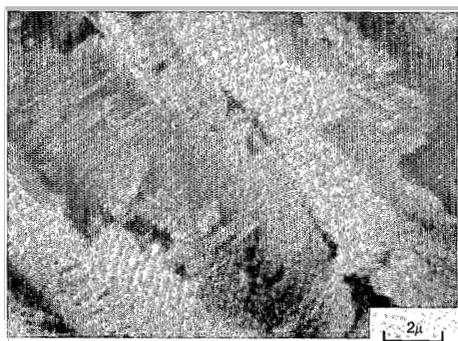


Fig. 16. Plasma cristalline kaolinique accumulé dans les fissures d'un quartz. Photos MEB.

a — $\times 200$

b — $\times 2000$



18a

Fig. 17. Kaolinite d'accumulation secondaire dans les espaces interlamellaires d'une kaolinite d'altération. Cristallites perpendiculaires aux plans 001. Photo MEB.

Fig. 18. Allotérite = Volumes d'isaltérite (A) au sein d'un fond matriciel rouge (B). Le contact est souvent diffus et des reliques d'isaltérite « alimentent » le fond matriciel rouge.

a — Photo microscopie optique (LPNA)

b — Dessin. A = isaltérite; B = fond matriciel rouge; Q = quartz; M = muscovite;
v = vide



18b

faces. Une autre partie, mobilisée sur de plus longues distances (micro-transfert) pénètre les espaces interminéraux (fissures des quartz en particulier).

Le fer a donc un rôle structural à deux niveaux d'organisation :

- Au niveau du minéral : en pseudomorphosant les grenats et en moulant les kaolinites d'altération, il assure une certaine pérennité de la *structure* originelle.
- Au niveau de la roche : il conserve la *texture*, c'est-à-dire l'association initiale des minéraux primaires, et assure le maintien d'une isaltérite.

Cette altérite, à structure conservée, et présentant des accumulations secondaires à l'altération des minéraux parentaux est donc une *isaltérite d'accumulation*.

Cette altérite présente d'autre part, à la partie supérieure, d'importantes transformations structurales. Il s'agit principalement d'une *pédoplasma* caractérisée par une fragmentation, une dispersion et une homogénéisation des constituants plasmiques précédents, en un *pédoplasma* rouge. Les minéraux primaires résiduels (quartz, muscovites) ou secondaires résistants (grenats pseudomorphosés), également dispersés, forment un *squelette*. Des vides fissuraux ou d'origine biologique apparaissent. L'ensemble pédoplasma, squelette et vides définit un *fond matriciel* dans lequel la structure lithologique originelle a donc disparu. Cette transformation structurale s'accompagne de transformations géochimiques (*déferruginisation*) et minéralogiques (disparition de l'hallowysite et de l'hématite).

b) *La chronologie de ces transformations*

Nous pouvons alors esquisser une chronologie des principales transformations observées dans cet ensemble.

Les feldspaths disparaissent dès les premiers stades de l'altération, non observés dans ce profil (SARAZIN et al., 1981). Puis les biotites s'altèrent et sont pseudomorphosées par un cristalliplasma kaolinitique. Simultanément le fer exsudé de leur réseau engendre un plasma ferrique. En diffusant, ce dernier enrobe les minéraux, conserve donc leur forme, et constitue une trame rigide qui maintient la texture originelle de la roche. Dans les vides de dissolution postérieurs (et notamment ceux associés aux quartz) s'accumulent alors les plasmas cristiques kaolinitique et hallowysitique, à partir de produits d'altération provenant soit du même horizon, soit d'un transfert depuis d'autres horizons. L'hallowysite semblerait, par sa localisation et son degré de cristallisation, être le dernier minéral néoformé.

Puis, à la partie supérieure, ces minéraux se fragmentent, se dispersent et s'homogénéisent pour former un fond matriciel continu. D'ultimes bioturbations (pédotubules) peuvent recouper ces différentes phases.

3.2. L'ENSEMBLE NODULAIRE

Dans cet ensemble un fond matriciel rouge emballe des nodules ferrugineux, de taille centimétrique, plus ou moins indurés.

3.2.1. Le fond matriciel et les traits pédologiques internodulaires

a) Les données structurales et minéralogiques

Le *squelette*, uniquement quartzeux, est composé de grains plus petits que dans le fond matriciel de l'allotérite. Quelques pseudomorphoses de grenats sont encore visibles.

Dans le *plasma*, argilo-ferrugineux, rouge, on ne trouve plus trace des cristalliplasmas précédents. Dès la base de l'ensemble, des orientations sous forme de *séparations plasmiques* apparaissent autour des grains du squelette, en bordure des vides et au sein du plasma dans des directions privilégiées, localement orthogonales. Cette *structure plasmique* s'accroît vers le haut, les séparations plasmiques s'organisant en un microréseau orthogonal (structure *lattisépique*) ; puis apparaît un réseau concordant de microfissures planes dans le fond matriciel ; enfin s'individualisent des micro-unités sphériques de 100-150 microns (Fig. 28). Cette micro-organisation est cependant développée de façon hétérogène et on observe tous les stades entre un plasma resté dense et un plasma très poreux dont les microfissures ont évolué en *vides d'entassement* en s'anastomosant et s'élargissant.

Localement, des orientations plasmiques continues et relativement fortes, d'épaisseur variable, jaunes, à plasma très fin et homogène, apparaissent à la périphérie des unités sphériques précédentes. Ces *cutanes* présentent une limite diffuse avec le fond matriciel comme le montre une analyse au MEB (Fig. 19). Ils sont essentiellement associés à la porosité micro-fissurale et d'entassement (Fig. 28), mais on les observe parfois sans relation avec les vides, au sein du fond matriciel. Dans quelques cas ces cutanes sont discordants sur le fond matriciel ; ils recouvrent alors les quartz.

D'un point de vue minéralogique les analyses montrent une prédominance de kaolinites désordonnées. Au MET elles apparaissent en petites plaquettes irrégulières de 10-30 microns (Fig. 20).

L'analyse géochimique met par ailleurs en évidence un appauvrissement relatif en silice du plasma (Si : 42,5%, Al = 49%, Fe = 9,5%).

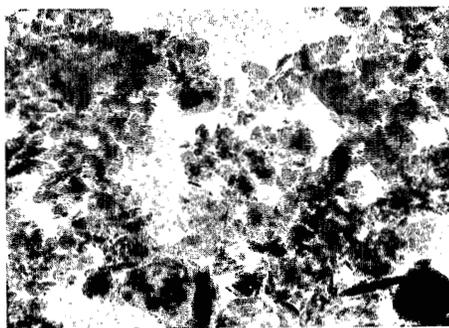
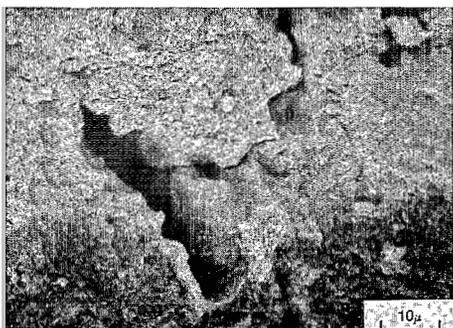


Fig. 19. Fond matriciel internodulaire. Vides délimitant les micronodules. Des cutanes apparaissent sans discontinuité avec le fond matriciel. Photo MEB.

Fig. 20. Kaolinites désordonnées ; goethite. Photo MET ($\times 20\ 000$).

b) Discussion

Le principal processus de différenciation du fond matriciel nous paraît être une *microstructuration* (BEAUDOU, 1972; MULLER, 1977; BEAUDOU et al., 1979), résultat d'une simple réorganisation du plasma, qui engendre une microdivision du fond matriciel. Notre analyse est insuffisante pour nous permettre d'affirmer que cette micro-organisation est associée, *dès ses prémices*, à une redistribution du fer au sein du fond matriciel (CHAUVEL, 1976). En conséquence, les unités structurales individualisées seront considérées comme des *micropeds* (BREWER, 1964).

Par contre, localement dans les volumes les plus poreux, et vers le haut de l'ensemble nodulaire, l'existence de cutanes nets, jaunes et aux limites diffuses indiquerait qu'une réorganisation sur place du plasma peut être liée à des transferts de fer. Les unités sphériques différenciées, pôles de concentration du fer et cernées d'un cortex de séparations plasmiques déferruginisé, seraient alors des *micronodules* (CHAUVEL, 1976), le terme « nodule » correspond à la définition proposée par BREWER (1964), c'est-à-dire à une concentration au sein du fond matriciel.

Quant à la présence de cutanes jaunes sur les quartz, elle pourrait témoigner d'une légère illuviation, à courte distance, du plasma jaune de transformation.

Sur le plan minéralogique, le léger appauvrissement en silice enregistré à l'analyse traduirait un début de dissolution de la kaolinite par désilicification.

3.2.2. Les nodules ferrugineux

a) Le fond matriciel intranodulaire

Le *squelette* est constitué de quartz de plus grande taille et plus abondants que dans la matrice emballante. Ces quartz sont très fissurés, présentent de nettes figures de dissolution (Fig. 21, LENEUF, 1973; LE RIBAUT, 1977), et sont généralement « flottants » (Fig. 22).

Deux types de plasmas argilo-ferrugineux sont observés. Le plasma dominant est *rouge-sombre*. Il est quasi isotrope (structure *isotique*). Sa teneur en fer est forte (30% en moyenne avec des variations de 18 à 43%). Ce fer est présent sous forme d'hématite et de goethite et de composés amorphes (Fig. 23). A ce plasma opaque est associé un plasma *jaune* (LPA) à rares orientations plasmiques désordonnées (structure *asépique*). Il forme des plages diffuses, en position préférentiellement périphérique, qui incluent des plages du plasma sombre précédent (Fig. 24a et b). En son sein sont également observés des cutanes ferrugineux rougeâtres, aux limites diffuses (*néocutanes*, Fig. 25). Ce pédoplasma jaune, kaolinitique, est pauvre en fer (5%). La kaolinite, désordonnée, y est principalement associée à de la goethite.

L'analyse minéralogique et géochimique de ces nodules ne met pas en évidence de constituants étrangers au fond matriciel internodulaire (Fig. 24c).

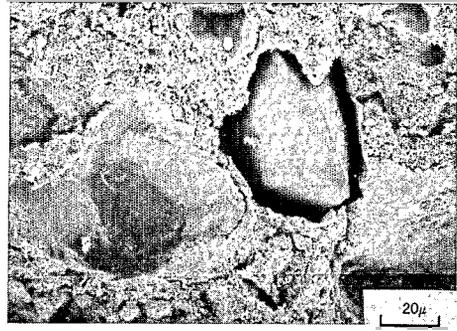
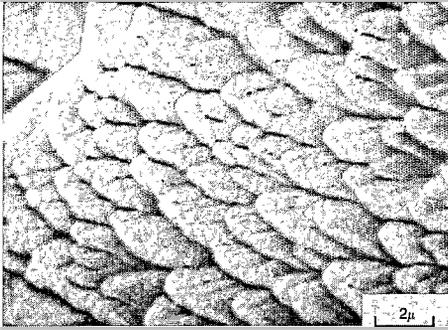


Fig. 21. Exemple de figures de dissolution des quartz qui révèle la structuration cristallographique. Photo MEB.

Fig. 22. Quartz « flottant » dans un nodule ferrugineux. De part et d'autre on observe des cavités dépourvues de quartz. Photo MEB.

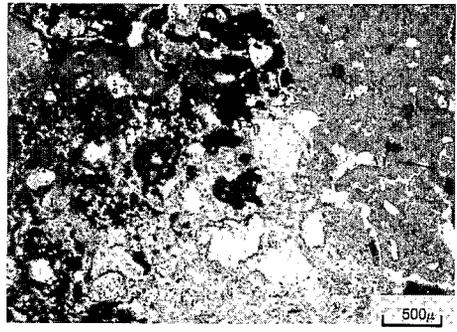
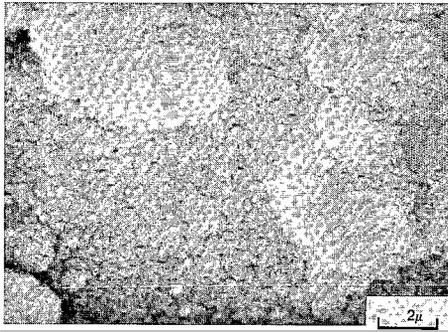


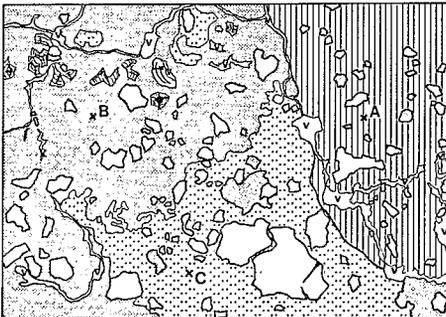
Fig. 23. Plasma bordeaux nodulaire. Il apparaît constitué de composés amorphes jusqu'à grossissement de $\times 10\,000$. Photo MEB.

Fig. 24. Fond matriciel des nodules ferrugineux. Le plasma rouge sombre (B) passe progressivement à un plasma jaune (C). Le nodule présente des limites nettes avec le fond matriciel internodulaire rouge (A).

a — Photo microscopie optique (LPNA)

b — Dessin

c — Exemple de micro-analyses chimiques effectuées dans les trois plasmas, exprimées en pourcentages d'oxydes



	A	B	C
SiO ₂	22.93	25.03	37.75
Al ₂ O ₃	22.63	23.48	33.96
	8.07	39.19	4.52
TiO ₂	0.54	0.58	0.45
K ₂ O	0.26	0.24	0.34
<u>Si</u>	0.85	0.90	0.94
A1			

24b

24c

b) *Les traits pédologiques intranodulaires*

Des orientations plasmiques complexes sont observées dans les nodules (Fig. 26). Les formes chronologiquement les plus anciennes ne paraissent pas associées à la porosité actuelle et leurs limites avec le plasma rouge sombre sont diffuses. Elles sont constituées d'un plasma rouge vif (LPA) et présentent une forte orientation continue. Une deuxième génération de cutanes, rouge clair à jaune, associée aux porosités fissurale et biologique actuelles, recoupe les traits précédents. Ces cutanes présentent également des limites diffuses.

c) *Discussion*

L'abondance du squelette quartzeux dans les nodules et sa différence de taille avec celui du fond matriciel internodulaire indique déjà que ces nodules peuvent être *relictuels*. Ces nodules ne présentent pas en outre de constituants étrangers à la matrice qui les emballent ; ils peuvent donc être considérés comme des *pédoreliques*. Ils correspondraient alors soit à des pédoreliques importés (*allochtones*), soit à des pédoreliques *autochtones* présentant un retard de dissolution des quartz par rapport à la dissolution qui a affecté les quartz du fond matriciel internodulaire.

La présence de plages de plasma jaune pauvre en fer, leur localisation préférentielle à la périphérie des nodules, leurs limites diffuses avec le plasma rouge opaque, la présence de vestiges de ce plasma au sein du plasma jaune, particulièrement près du contact des deux plasmas, sont autant de témoins d'une déferruginisation actuelle de ces nodules. Celle-ci s'accompagne de transferts *centrifuges* de fer (néocutanes ferrugineux), et d'une transformation minéralogique, puisque l'hématite disparaît.

La présence de cutanes plus clairs que le fond matriciel intranodulaire, et leurs relations avec ce dernier indiqueraient d'autre part que ces nodules sont le siège de *réorganisations plasmiques*, en liaison avec la déferruginisation qui affecte l'ensemble des nodules. Cette réorganisation ne s'accommodant pas théoriquement de taux élevés de fer (CHAUVEL, 1976), la ferruginisation importante des cutanes les plus anciens (20 à 40% de fer) est probablement postérieure à leur formation.

3.2.3. **Les relations nodules-fond matriciel internodulaire**

Ces pédoreliques apparaissent donc structurellement et minéralogiquement discordantes par rapport au fond matriciel. Cette discordance est localement accentuée par une fissure périphérique.

Localement cependant, et particulièrement à la base de certaines pédoreliques, on observe un contact plus diffus au niveau duquel des quartz et des reliques de plasma argilo-ferrugineux rouge sombre sont libérés par la pédorelique.

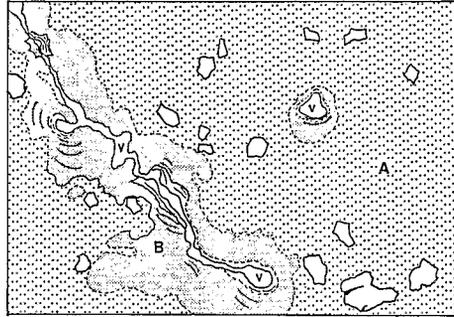
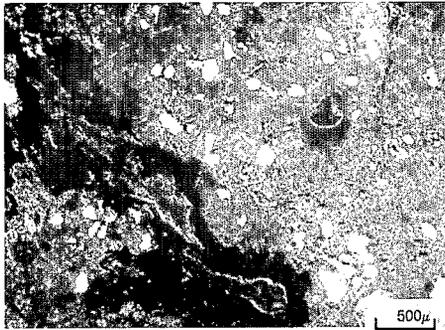


Fig. 25. Néocutanes ferrugineux dans le fond matriciel nodulaire en voie de déferruginisation.

a — Photo microscopie optique (LPA)

b — Dessin. A = plasma jaune ; B = néocutane ferrugineux ; v = vide

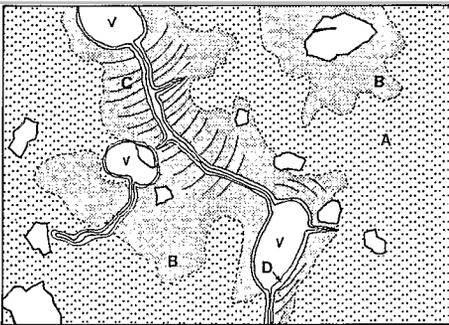
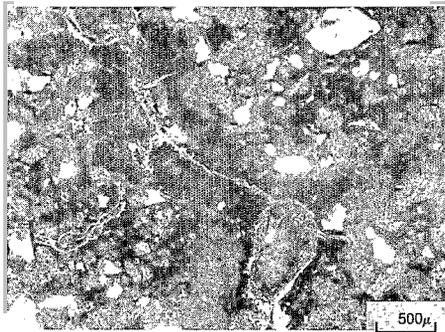


Fig. 26. Traits pédologiques intranodulaires. Cutanes.

a — Photo microscopie optique (LPA)

b — Dessin. A = plasma jaune ; B = plasma rouge sombre ;

C = première génération de cutanes ; D = deuxième génération de cutanes ; v = vide

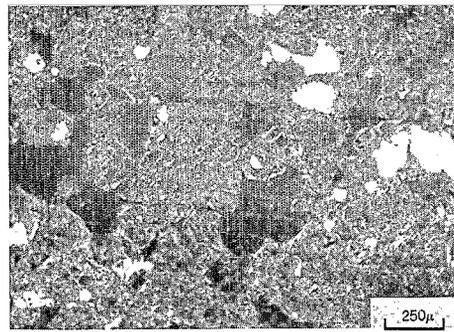
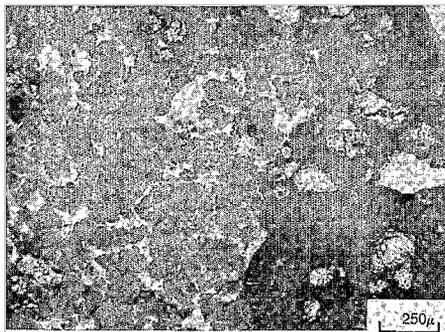


Fig. 27. Nodules à gibbsite (à droite) dans l'ensemble structichrome. Photo microscopie optique (LPNA).

Fig. 28. Fond matriciel internodulaire. Individualisation d'unités sphériques de 100-150 μ avec leur cortex d'orientations plasmiques. Photo microscopie optique (LPA).

3.2.4. Conclusions sur l'ensemble nodulaire

Cet ensemble nodulaire est donc *actuellement le siège de deux transformations distinctes et parallèles*.

— L'une affecte le fond matriciel internodulaire : il s'agit d'une importante *structuration*. Continue et s'accroissant de bas en haut cette transformation structurale n'est cependant pas uniformément développée. Elle est associée à des microdifférenciations plasmiques en place (cutanes).

— L'autre concerne les nodules : il s'agit d'une *déstructuration* des pédoreliques par déferrugineisation. L'ancienne accumulation ferrugineuse, dont ces pédoreliques sont les témoins, est donc actuellement instable.

Mais ces transformations ne sont pas *indépendantes* puisque des produits de dégradation des nodules « alimentent » le fond matriciel internodulaire.

3.3. L'ENSEMBLE STRUCTICHROME

Celui-ci est caractérisé par une généralisation de la microstructuration, qui n'affectait que partiellement le fond matriciel de l'ensemble nodulaire. Cette matrice meuble n'emballait qu'un très petit nombre de pédoreliques ferrugineuses indurées, arrondies et de taille millimétrique. Elle inclut par contre des *nodules non indurés*, variablement nets, à *phase gibbsitique* (Fig. 27).

3.3.1. Le fond matriciel internodulaire

a) Les données structurales et minéralogiques

Le *squelette*, quartzeux, est relativement plus abondant et les quartz, hétérométriques, sont plus anguleux.

Le *plasma*, rouge clair (LPA), inclut de petits volumes relictuels de plasma rouge plus sombre. La structure plasmique, lattésipique, n'apparaît que localement, l'individualisation des micropeds se généralisant (Fig. 29). Ces derniers présentent en majorité un noyau presque isotrope et un cortex net de séparations plasmiques jaunes (Fig. 30). Cette différence de teinte suggère une redistribution du fer. Mais les microanalyses effectuées ne nous ont pas apparues significatives pour rendre compte d'une *micronodulation* (CHAUVEL, 1976) avec transfert centripète du fer lors de l'individualisation des micro-unités sphériques.

Le fond matriciel tend vers une distribution de type *aggloméroplasmique*. Sa porosité, largement développée, est constituée de vides d'entassement, mais aussi d'abondants chenaux d'origine biologique.

La constitution minéralogique est inchangée. Les microanalyses chimiques montrent cependant une baisse relative du taux de silicium (42% de Si, 47% de Al, 11% de Fe). D'autre part les pics de la goéthite présentent un léger décalage à 4,13 Å et 2,66 Å sur le diagramme RX.

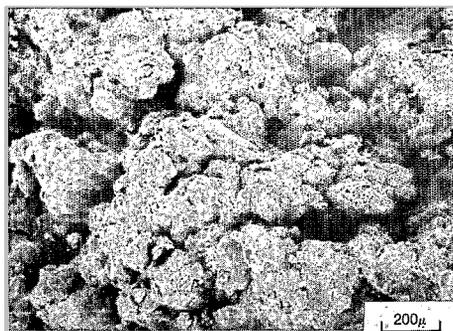


Fig. 29. Microstructuration du fond matriciel rouge clair. Photo MEB.

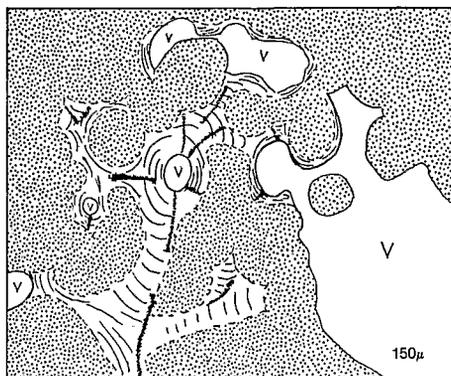


Fig. 30. Dessin. Microstructuration du fond matriciel. Réorganisation sur place en unités sphériques isotiques et cortex de séparations plasmiques.

b) Discussion

La microstructuration, ébauchée dans l'ensemble nodulaire, se généralise donc ici à tout le fond matriciel internodulaire.

Outre cette forte structuration, ce fond matriciel est caractérisé par une bioturbation importante. Celle-ci apparaît être étrangère à l'élaboration des micropeds, mais elle interviendrait par la suite pour favoriser leur dissémination.

Sur les plans géochimiques et minéralogiques, les deux particularités soulignées suggèrent une dissolution de la kaolinite par désilification, l'aluminium libéré se recombinaut avec la goéthite pour former un hydroxyde mixte de type *goéthite aluminieuse* (NAHON, 1976).

3.3.2. Les nodules gibbsitiques

a) Le fond matriciel intranodulaire

Le squelette et les compositions minéralogique et chimique du plasma sont identiques à ceux du fond matriciel internodulaire. Des séparations plasmiques sont dispersées autour des vides, des grains du squelette et au sein du plasma. Quelques cutanes plus clairs sont observés, associés ou non aux vides. Mais dans ce fond matriciel intranodulaire, plus dense que le précédent, la microstructuration ne se développe pas.

b) La phase gibbsitique associée aux vides

Un second trait distingue ces nodules : la présence de cristallisations de 3 à 20 microns, associées à la porosité (Fig. 31). Leurs propriétés optiques sont caractéristiques des cristaux de *gibbsite*, dont la nature chimique a été vérifiée à la micro-

sonde. Au MET elle se présente en particules « ovoïdes » de 50 microns de diamètre (Fig. 32). Si certains cristaux présentent en microscopie optique et aux forts grossissements des formes régulières à angles nets, d'autres ont des aspects plus émoussés. Ces cristaux tapissent les parois des vides (*gibbsitane*s, Fig. 33) ou emplissent entièrement ces derniers (*crystallarias*, Fig. 34). L'analyse au MEB met en évidence leur forme parallélépipédique (Fig. 35). En microscopie optique on observe en outre que cette gibbsite se superpose fréquemment aux cutanes argileux de plasma jaune (Fig. 33). Net en LPA le contact entre gibbsite et cutanes apparaît plus diffus en LPNA, le cutane argileux s'éclaircissant progressivement vers le gibbsitane.

c) Discussion

Les nodules non indurés se distinguent donc du fond matriciel internodulaire par l'absence de microstructuration et la présence de gibbsite. Le faisceau de données précédent est cependant insuffisant pour préciser les conditions de genèse de cette gibbsite (origine et mode de cristallisation). Elle est en effet associée à des vides, donc à des zones de circulation préférentielle des solutions. Sa différenciation pourrait donc résulter :

- Aussi bien d'une accumulation absolue d'aluminium provenant d'horizons supérieurs : néoformation, départ et précipitation à partir des solutions...
- que d'une accumulation relative par transformation en place du plasma argilo-ferrugineux, particulièrement au niveau des cutanes jaunes, avec dissolution de la kaolinite et élimination de la silice.

La variabilité des tailles et des contours des cristaux correspondraient à des conditions de cristallinité fluctuant avec la pureté des solutions de transfert.

Quelque soit leur origine ces cristallisations de gibbsite sont propres aux nodules. On peut donc admettre que la gibbsite ne se forme plus actuellement, qu'elle correspond à une pédogénèse ancienne. Ces nodules gibbsitiques, qui représentent des vestiges d'un *ancien horizon d'accumulation d'hydroxydes d'aluminium*, sont, comme les nodules ferrugineux, des *pédoreliques*.

3.3.3. Les relations nodules-fond matriciel internodulaire

Si les contours des nodules sont souvent tranchés, on observe localement un passage plus diffus au plasma environnant avec développement centripète d'une structure lattisépique et une individualisation graduelle de micropeds. En outre des fragments de fond matriciel pédorelictuel, incluant des gibbsitane, « alimentent » le fond matriciel internodulaire.

3.3.4. Le passage aux horizons de surface

Vers la partie supérieure du profil le fond matriciel devient progressivement plus compact.

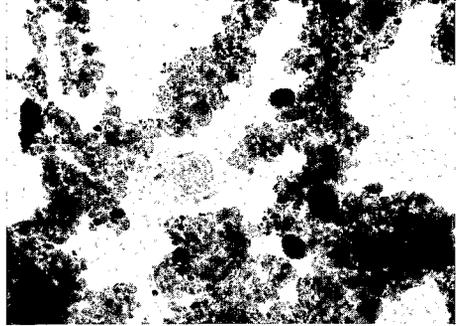
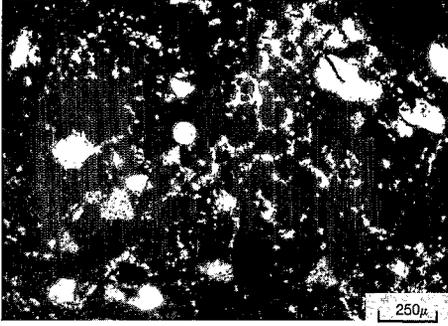


Fig. 31. Fond matriciel intranodulaire. Cristallisations de gibbsite dans la porosité. Photo microscopie optique (LPA).

Fig. 32. Kaolinites désordonnées, goethite, gibbsite. Photo MET ($\times 10\ 000$).

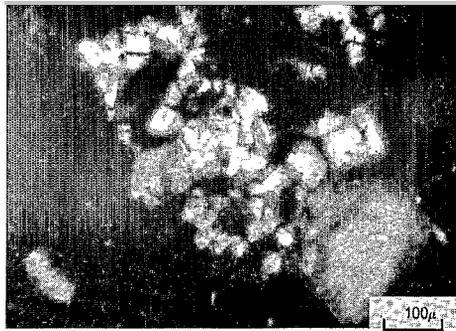
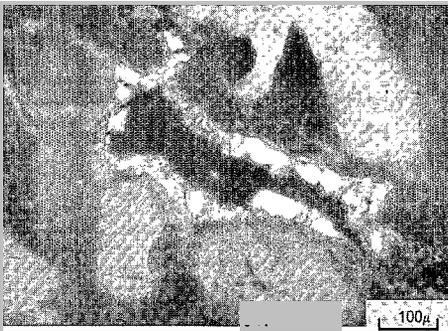


Fig. 33. Gibbsitanes. Les cristaux de gibbsite sont de taille variable, de formes plus ou moins régulières. Ils se superposent aux cutanes de plasma jaune. Photo microscopie optique (LPA).

Fig. 34. Crystallaria gibbsitique. Photo microscopie optique (LPA).

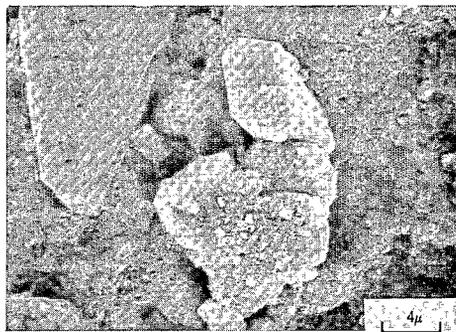
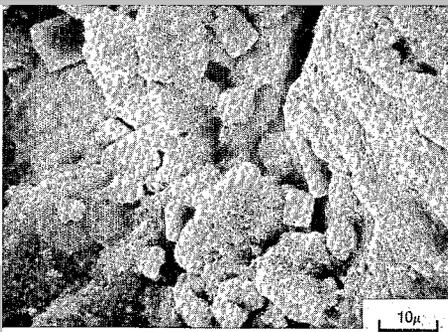


Fig. 35a et b. Porosité intranodulaire. Cristaux parallélépipédiques de gibbsite, revêtus de matériau fin, sur la paroi d'un vide. Photo MEB.

Le *squelette* tend à devenir dominant sur le plasma.

Le *plasma* est rouge-jaunâtre (LPA). Les séparations plasmiques disparaissent graduellement et la microstructure se dégrade. Les cutanes de transformation sont simultanément moins abondants. La porosité d'origine biologique se développe et peut contenir des débris végétaux et animaux.

Sur le plan géochimique les microanalyses mettent en évidence une désilicification. D'après l'analyse diffractométrique ce plasma est composé de kaolinite désordonnée, de quartz et de goethite alumineuse.

3.3.5. Conclusions sur l'ensemble structichrome

L'ensemble structichrome apparaît donc différencié par le jeu de trois processus principaux :

— Une *structuration* importante du fond matriciel internodulaire. Cette transformation structurale montre ici un développement intense : une microdivision généralisée du fond matriciel en micropeds.

— Une forte *bioturbation* qui dissémine les micropeds et accroît les effets de la structuration sur la porosité.

— Une *destruction* d'un ancien horizon d'accumulation gibbsitique dont les pédoreliques sont en voie de dégradation.

Comme dans l'horizon nodulaire les transformations affectant le fond matriciel et les nodules sont distinctes et parallèles, mais non indépendantes, puisque les produits de dégradation des nodules alimentent le fond matriciel internodulaire.

Cet ensemble subit à sa partie supérieure une *destruction généralisée*.

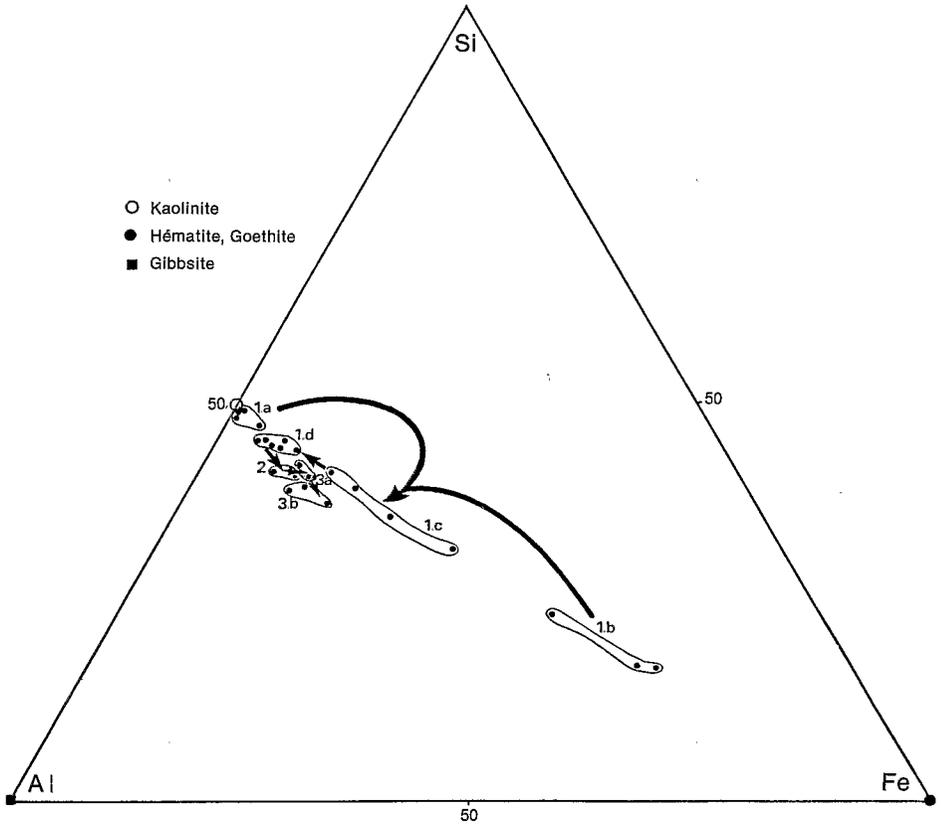
Sur les plans géochimique et minéralogique le fond matriciel internodulaire subirait une transformation progressive de sa base à son sommet caractérisée par une *dissolution de la kaolinite*, par désilicification, associée à l'apparition d'un hydroxyde mixte, la *goethite alumineuse*.

4. DISCUSSION DES RÉSULTATS ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le tableau 1 récapitule les principales caractéristiques microscopiques et minéralogiques des fonds matriciels. Les compositions chimiques de leur plasma, en pourcentage sur la somme Si + Al + Fe sont reportées sur un diagramme triangulaire (Fig. 36), afin d'indiquer le sens des évolutions géochimiques les plus importantes du profil. Celles-ci, ainsi que les principales transformations structurales ont été récapitulées sur la figure 37.

	Fond matriciel			Traits pédologiques principaux	Cristallites visibles dans le plasma	Minéraux II du plasma	Fonds matriciels
	plasma	squelette	vides				
Ensemble structichrome	rouge-jaunâtre argilo-ferrugineux asépique	quartz	biovides	/	/	↑ kaolinite désordonnée	F.M. de dégradation plasmique
	rouge clair argilo-ferrugineux microstructuré (micropeds)	quartz	- biovides - structure (entassement)	- cutanes - pédoreliques à gibbsite	/		↑ goethite Al-Fe
Ensemble nodulaire	rouge argilo-ferrugineux lattisépique	quartz	- biovides - structure (fissures)	- cutanes - pédoreliques ferrugineuses	/	↑ kaolinite désordonnée	F.M. de structuration plasmique
allotérite	rouge argilo-ferrugineux asépique	quartz muscovite	- biovides - dissolution	reliques isaltéritiques	- kaolinites - muscovites	↑ kaolinite ordonnée	F.M. de transformation de l'altérite
Ensemble altéritique	cristique d'altération - kaolinitique - ferrique	quartz muscovite	dissolution	/	- kaolinites	↑ hématite	F.M. isaltéritique d'accumulation
	ferrique, isotique				- kaolinites		
isaltérite	cristique d'accumulation - kaolinitique - halloysitique				- kaolinites - halloysites	↑ goethite	

Tableau 1. Les principales caractéristiques microscopiques et minéralogiques des fonds matriciels des horizons du profil.



1. Ensemble altéritique
 - Isaltérite: 1a = plasmas kaolinitique et halloysitique
1b = plasma ferrique
 - Allotérite: 1c = plasma ferrique lithorelictuel
1d = plasma argilo-ferrugineux
2. Ensemble nodulaire. Plasma internodulaire
3. Ensemble structichrome
 - 3a = plasma internodulaire
 - 3b = plasma de l'horizon de surface

Fig. 36. Evolution géochimique des plasmas dans le système Si-Al-Fe.

4.1. REVUE DES PRINCIPAUX PROCESSUS ET MÉCANISMES RESPONSABLES DE LA DIFFÉRENCIATION DU PROFIL

Deux processus, l'*altération* et la *pédogénèse*, introduisent donc successivement des transformations structurales et minéralogiques, à partir de la migmatite.

4.1.1. L'altération

D'un point de vue *minéralogique*, la migmatite est fondamentalement transformée : les feldspaths disparaissent ; si les quartz et les muscovites se maintiennent, ils présentent de nettes figures d'altération ; les grenats et les biotites sont totalement pseudomorphosés. A cette altération extrême des minéraux parentaux s'ajoute une accumulation secondaire de plasmas, cristiques (kaolinitique, halloysitique) ou amorphe (ferrique), dans des vides de dissolution.

D'autre part les *altéropasmas* de cette altérite sont constitués de phases suffisamment grandes pour pouvoir être analysées séparément. Ainsi deux pôles chimiques sont nettement différenciés (Fig. 36) : l'un kaolinitique est représenté par les minéraux silico-alumineux 1/1 ; l'autre, qui tend vers le pôle Fe (goethite, hématite), correspond au plasma ferrique.

D'un *point de vue structural*, par contre, on constate le maintien de la structure générale de la migmatite originelle (*isaltérite*), c'est-à-dire de sa *structure s.s.* grâce aux pseudomorphoses et à l'exsudation du fer des biotites qui moule les kaolinites d'altération, et de sa *texture*, le plasma ferrique constituant une trame rigide en s'insinuant dans les espaces interminéraux.

4.1.2. La pédogénèse

Si les transformations minéralogiques priment dans l'altérite, les transformations les plus fondamentales sont au contraire enregistrées au niveau structural dans les ensembles supérieurs.

a) Les transformations structurales

Il s'agit soit de l'apparition de nouvelles structures, soit de la dégradation de ces structures ou de structures héritées.

— Les *structurations* :

- La plus importante est celle qui affecte les fonds matriciels internodulaires des ensembles nodulaire et structichrome : il s'agit d'une réorganisation du pédoplasma issu de la pédoturbation de l'altérite (cf. ci-après), localement en séparations plasmiques et cutanes, et de façon plus généralisée en micropeds.

- Plus limitées sont les réorganisations plasmiques qui s'opèrent dans les pédoreliques ferrugineuses, à la faveur de leur déferruginisation.

— Les *destructurations* : Elles nous sont apparues importantes à trois niveaux :

- Disparition de la structure de l'altérite à sa partie supérieure par *pédoturbation*, avec fragmentation et dispersion des constituants et homogénéisation plasmique.

- Dégradation des pédoreliques ferrugineuses et gibbsitiques dans les ensembles nodulaire et structichrome.

- Déstabilisation structurale, à la partie supérieure de l'ensemble structichrome.

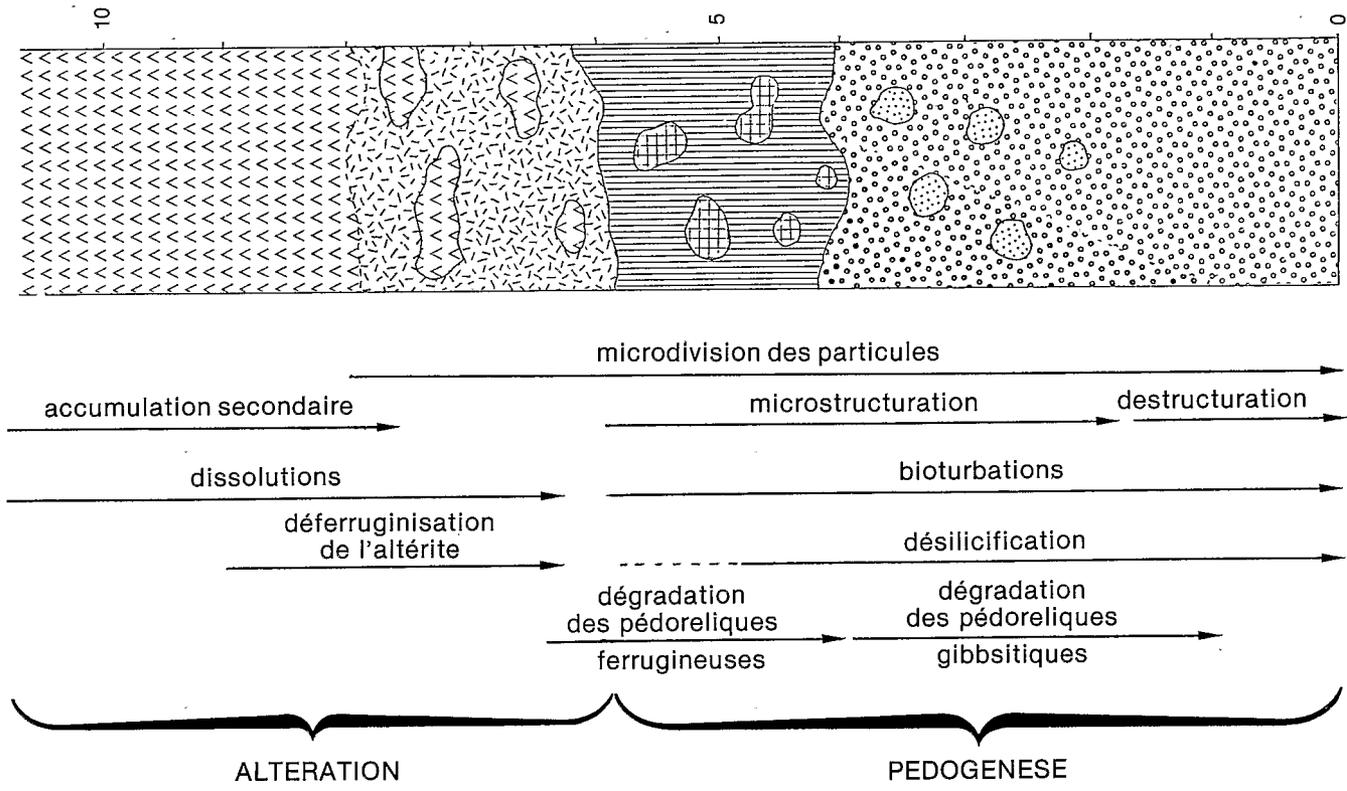


Fig. 37. Schéma récapitulatif des principaux processus géochimiques et évolutions structurales du profil.

b) Les transformations minéralogiques et géochimiques

Les transformations minéralogiques mises en évidence le long du profil nous permettent de distinguer :

— Des néoformations *relictuelles* qui se destabilisent actuellement : l'*hématite* observée dans les nodules ferrugineux ou la *gibbsite* présente dans les seuls nodules gibbsitiques.

— Des néoformations liées à l'évolution verticale *actuelle* de ce sol :

• Certaines sont fugaces : l'*halloysite* et l'*hématite* présentes dans l'altération disparaissent dès la pédoplasation.

• D'autres se maintiennent dans tout le profil mais subissent une transformation progressive de bas en haut. Les *kaolinites*, ordonnées et de grandes dimensions à la base, apparaissent désordonnées et plus petites à partir du second tiers du profil. Cette variation est en partie due à la microdivision des cristallites, mais aussi à leur destabilisation avec perte de silicium. La *goethite* évolue vers le haut en *goethite alumineuse*, en se combinant à l'aluminium libéré par la dissolution de la kaolinite.

A ces transformations s'ajoutent des *déferuginisations*, qui interviennent notamment lors de la pédoplasation et de la destabilisation des nodules ferrugineux.

4.2. SYNTHÈSE AU NIVEAU DU PROFIL

4.2.1. Les relations entre les trois ensembles : les filiations des transformations

L'ensemble de ces analyses microscopiques, minéralogiques et géochimiques a donc permis de définir une *évolution des fonds matriciels*, de l'altérite aux horizons de surface, par :

— Une suite continue de transformations des plasmas et une chronologie relative de leurs différents stades, que nous rappellerons succinctement (cf. aussi Fig. 37).

• Microdivision des particules argileuses et développement de séparations plasmiques.

• Microstructuration accompagnée d'une dissolution de la kaolinite.

• Dégradation de la structure dans les horizons de surface et désilicification des plasmas argilo-ferrugineux avec accumulation relative de fer et d'aluminium.

— Une évolution parallèle et progressive dans l'abondance et la nature de la *porosité* : de dissolution, de structure et de bioturbation.

Par contre, la présence de *nodules*, soit ferrugineux, soit à phase gibbsitique, est *discontinue* et *discordante* dans cette succession. D'origine *pédorelictuelle*, ces

deux sortes de nodules se sont formés à des niveaux différents. La *nature* et la *polarité* des transformations structurales, géochimiques et minéralogiques qui les affectent montrent qu'ils se *dégradent* actuellement, dans les horizons où on les observe.

4.2.2. Problèmes de chronologie

Ce profil présente donc un *développement historique complexe*.

Ce sol ferrallitique a pu subir au cours de son *histoire* les deux différenciations suivantes :

- Une accumulation ferrugineuse, que l'on retrouve vers le centre du profil.
- Une accumulation d'aluminium, qui se localise actuellement dans les seuls horizons supergènes.

Leurs témoins, les nodules relictuels, ne pouvant être affiliés entre eux ni avec l'altérite sous-jacente (où notamment la gibbsite est absente), nous ne pouvons préciser si ces accumulations se sont succédées ou si elles sont contemporaines et se sont donc développées lors d'une même pédogénèse.

L'évolution verticale *actuelle* de ce sol est complexe mais continue. Elle est caractérisée par :

- L'évolution structurale, chimique et minéralogique des fonds matriciels de l'altérite aux horizons de surface.
- Une participation des pédoreliques à cette évolution puisque des produits de dégradation des nodules « alimentent » les fonds matriciels internodulaires.

BIBLIOGRAPHIE

- BEAUDOU (A.G.), 1972. Expression micromorphologique de la microagrégation et de l'illuviation dans certains horizons de sols centrafricains et dans les sols hydromorphes associés. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., X, 4: 357-372.*
- BEAUDOU (A.G.), CHATELIN (Y.), COLLINET (J.), MARTIN (D.), SALA (G.H.), 1977. Notes sur la micromorphologie de certains sols ferrallitiques jaunes de régions équatoriales d'Afrique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XV, 4: 361-379.*
- BEAUDOU (A.G.), CHATELIN (Y.), 1979. La pédoplasation dans certains sols ferrallitiques rouges de savane en Afrique Centrale. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XVIII, 1: 3-8.*
- BOCQUIER (G.), MULLER (J.P.), 1973. Les coupes du chemin de fer transcamerounais entre Belabo et Ngaoundéré. Reconnaissance pédologique. *Multig. ORSTOM Yaoundé, 29 p., cote P. 196.*
- BOCQUIER (G.), BOULANGÉ (B.), ILDEFONSE (P.), NAHON (D.), MULLER (D.), 1982. Transfers, accumulation modes, mineralogical transformations and complexity of historical development in lateritic profiles. *Ile Intern. Seminar on Laterisation Processes. Sao Paulo. Brazil. Jul 4-12, 1982. A paraître.*
- BREWER (R.), 1964. Fabric and mineral analysis of soils. *J. Wiley and Sons, New York, London, Sydney, 470 p.*
- BRINDLEY (G.W.), BROWN (G.), 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Society. Monograph n° 5, London, 495 p.*
- CHATELIN (Y.), MARTIN (D.), 1972. Recherche d'une terminologie applicable aux sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., X, 1: 25-44.*
- CHAUVEL (A.), 1976. Recherches sur les transformations des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Evolution et réorganisation des sols rouges en moyenne Casamance. *Thèse Sci. Strasbourg CNRS, A.O. 12803, 495 p.*
- FAYOLLE (M.), 1979. Caractérisation analytique d'un profil d'argile à silex de l'ouest du Bassin de Paris. *Thèse 3^e cycle. Paris VII.*
- FLACH (K.W.), CADY (J.G.), NETTLETON (W.D.), 1968. Pedogenetic alteration of highly weathered parent materials. *9th Intern. Congr. Soil Sci., Adelaïde, 1968, vol. 4: 343-351.*
- HERBILLON (A.J.), MESTDAGH (M.M.), VIELVOYE (L.), DEROUANE (E.G.), 1976. Iron in kaolinite with special reference to kaolinite from tropical soils. *Clay Minerals, 10: 312-345.*
- LENEUF (N.), 1973. Observations stéréoscopiques sur les figures de corrosion du quartz dans certaines formations superficielles. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., Vol. XI, n° 1: 43-56.*
- LE RIBAULT (L.), 1977. L'exoscopie des quartz. *Masson. Techniques et Méthodes Sédimentologiques. 150 p.*
- MARTIN (D.), 1970. Quelques aspects des zones de passage entre surfaces d'aplanissement du Centre Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., Vol. VIII, n° 2: 219-239.*
- MEADS (R.E.), MALDEN (P.J.), 1975. Electron spin resonance in natural kaolinites containing Fe³⁺ and other transition metal ions. *Clay Minerals, 10: 313-345.*
- MULLER (D.), BOCQUIER (G.), NAHON (D.), PAQUET (H.), 1981. Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XVIII, 2: 87-109.*
- MULLER (J.P.), 1974a. Introduction à l'étude de trois toposéquences situées entre Goyoum et Deng-Deng. Première mise au point morphologique. *Multig. ORSTOM, Yaoundé, 18 p.*
- MULLER (J.P.), 1974b. Transport et accumulation de matière en domaine ferrallitique camerounais. Premières données morphologiques et interprétations. *Multig. ORSTOM, Yaoundé, 21 p., cote P 202.*
- MULLER (J.P.), 1977a. Microstructuration des structichrons rouges ferrallitiques à l'amont des modèles convexes (Centre Cameroun). Aspects morphologiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XV, 3: 237-259.*
- MULLER (J.P.), 1978. La séquence verticale d'organisation des horizons meubles de sols ferrallitiques camerounais. Variation en latitude en fonction du pédoclimat et de l'âge des sols. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XVI, 1: 73-82.*

- MULLER (J.P.), 1979. Atlas Jeune Afrique du Cameroun. Carte des sols à 1/3 250 000°.
- NAHON (D.), 1976. Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs: Géochimie, structures, relais et coexistences. *Sci. Geol. Mem. Univ. Strasbourg (géologie)*, n° 44, 232 p.
- ROSELLO (V.), 1981. Caractérisation microscopique de transformations minéralogiques et structurales dans un profil ferrallitique, sur migmatite, au Cameroun. *D.E.A. fédéral de Pédologie et Aménagement des Sols. Université Paris VII*, 76 p.
- SARAZIN (G.), ILDEFONSE (P.), MULLER (J.P.), 1981. Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferrallitique. *Geochem. Cosm. Acta*, 46: 1267-1279.
- SEGALEN (P.), 1967. Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Vol. V, n° 2: 137-187.
- THIRY (M.), 1979. Techniques de diffraction des rayons X. *Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. C.G.G.M. Laboratoire de Minéralogie*, 49 p.

ANNALES DE LA FACULTÉ
DES SCIENCES (Yaoundé) [1982 -]

NOUVELLES SÉRIES

SCIENCES DE LA TERRE

SÉRIE IV

TOME 1

NUMÉRO 1

TIRÉ À PART

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 17.532

Cpte : B

86

B 17.532