

ANALYSE DES ORGANISATIONS MICRO ET MACROSTRUCTURALES DE CERTAINS SOLS FERRALLITIQUES CENTRAFRICAINS ISSUS DE ROCHES BASIQUES

BEAUDOU A.G.¹, FROMAGET M.¹ et GUICHARD E.².

ABSTRACT

The micromorphology of a sequence of red (well drained) and yellow (poorly drained) Oxisols developed on basic igneous and volcanic rocks from Central African Republic was studied in order to better understand the processes of pedoplasation on this type of bedrock. The oxic material is dominantly kaolinitic, contains detrital quartz and has a sharp transition with the saprolite which is mainly gibbsitic and quartz free. This oxic material has been probably externally enriched. The red oxic material is microaggregated whereas the yellow one exhibits an angular blocky microstructure. The microaggregation results from the combination of clays with hematite. Clays in the microaggregates are oriented parallel to the edges of the aggregates which present an oosepic plasmic fabric.

Abundant ferruginous nodules are present in the lower solum of red Oxisols. Two types are recognized and are mixed in the same horizon : saprolitic nodules and oxic nodules. The first type results from an impregnation of the saprolite and the second of the oxic groundmass. In situ argillans are absent, but fragments of argillans and argillans fossilized by iron impregnations are detected. Nodules of different origins and inherited argillans indicate that these soils have had a complex genesis.

MOTS-CLES :

Sols ferrallitiques – Oxisols – Pédoplasation – République Centre Africaine.

INTRODUCTION

Les roches basiques riches en aluminium et en fer lorsqu'elles s'altèrent en conditions tropicales humides (BONIFAS, 1959 ; DELVIGNE, 1965 ; NOVIKOFF, 1974) fournissent en abondance des argiles, l'aluminium retenant la silice. Le fer de son côté masque les argiles et contribue à la formation de microagrégats très résistants à la dispersion. CHAUVEL et al., (1976), PEDRO et al. (1976) et CHAUVEL (1977) ont étudié le rôle du fer dans des sols provenant de roches acides tandis que BEAUDOU (1972), CHAUVEL (1972) et MULLER (1977) l'ont fait pour des sols développés sur des roches basiques. Les produits ferrugineux et les phyllites apparaissant séparés dans l'altérite, ce n'est qu'au cours de la pédoplasation que ces constituants subissent des réarrangements (FLACH *et al.*, 1968). L'objectif de cet article est de présenter l'analyse des réarrangements se produisant dans des sols très riches en fer développés sur des altérites de roches basiques.

LES SOLS ETUDIÉS ET LEUR ENVIRONNEMENT

Les profils étudiés sont situés au sud-Ouest de la République Centre Africaine, dans les environs de Nola (3° 25'N et 15° 50'E) sur un massif précambrien constitué de diorites, de gabbros, de dolérites et de basaltes. Le relief est assez accentué, les dénivellés entre les sommets et les axes hydrographiques peuvent atteindre 300 m et les versants présentent des pentes assez fortes. La pluviosité moyenne annuelle est comprise entre 1600 et 1800 mm. La région est couverte d'une forêt dense, mais les profils étudiés se trouvent dans une zone de jachère et de cultures vivrières desservie par la route de Nola-M'Baïki.

Quatre profils ont été retenus pour cette étude. Les trois premiers, des sols ferrallitiques rouges bien drainés (Haplorthox) sont respectivement en sommet de versant, profil GUNO 1, à mi-pente pour le profil GUNO 8 et vers la partie inférieure de celle-ci, profil GUNO 10. Le dernier, un ferrallitique jaune mal drainé (Ochraquox), profil GUNO 18, en bas de pente est à proximité d'un marigot et repose sur un basalte.

Le profil GUNO 10 présente la succession d'horizons suivante (la description est suivant CHATELIN ET MARTIN, 1972) :

– sur les 120 premiers centimètres se succèdent un humite (horizon humique), à structure grumeleuse, peu exprimée, puis un lapidon gravelique dense contenant jusqu'à 74% de nodules ferrugineux, globuleux, à surface externe lisse et brillante, relativement durs. La terre

1 – ORSTOM, B.P. A 5 Nouméa Cédex, NOUVELLE-CALÉDONIE.

2 – ORSTOM, 209-213, rue Lafayette, 75010 Paris, FRANCE.

fine – phase structichromique (matériel oxyde)– est rouge foncé, argileuse (52 à 73% d'argile), à structure polyédrique, bien exprimée ;
– l'infrasol, observé jusqu'à 320 cm, est constitué d'une juxtaposition d'une phase structichromique rouge (matériel oxyde), d'une phase altéritique brun jaune et de blocs de dolérite d'altération variable.

L'altérite et le structichron sont caractérisés par de la kaolinite ou de la métahalloysite et par des sesquioxides libres, parmi lesquels domine la gibbsite. Le fer est sous forme de goéthite dans l'altérite et ailleurs de goéthite et d'hématite. La chlorite n'apparaît que dans le cortex d'altération de la roche. Le rapport silice/alumine est plus bas dans l'altérite (0,45) que dans le structichron (1,3 à 1,4), mais les taux de fer restent comparables dans l'une et l'autre phase (19 à 24%). Les nodules sont enrichis en fer (jusqu'à 44%) et en alumine (jusqu'à 38%), et appauvris en silice.

Le profil GUNO 1 se distingue du précédent par l'absence d'appauvrissement en argiles en surface et par un grand développement du structichron qui se poursuit jusqu'à 510 cm ; la texture demeure homogène avec un taux d'argile compris entre 76 et 82%. L'infrasol, observé jusqu'à 700 cm, est un lapidon gravolique à phase secondaire structichromique ; associés aux nodules ferrugineux, on observe quelques blocs de cuirasse. La composition minéralogique est très proche du profil GUNO 10 ; il existe dans le structichron un pourcentage non négligeable d'alumine libre, la goéthite n'existe qu'à l'état de traces et de l'illite également en traces a été identifiée.

Le profil GUNO 8 est comparable au profil GUNO 1. Le structichron est épais de 365 cm et il surmonte un lapidon gravolique observé jusqu'à 700 cm. Les nodules ont une forme plus irrégulière, subanguleuse.

Le profil GUNO 18 se compose d'un humite peu épais, à structure anguclode moyenne, peu marquée, passant progressivement à un structichron jaune (horizon oxyde jaune), à texture argileuse et à structure amérode dans lequel assez rapidement des ferruginisations apparaissent donnant lieu à un réticron (à structure anguclode assez nette) dont la phase rouge est localement durcie. Quelques nodules ferrugineux sont visibles par place dans le réticron. Les teneurs en argile diminuent légèrement dans le réticron et plus particulièrement dans sa phase rouge. Minéralogiquement ce profil est très proche des profils bien drainés ; mais à côté d'une kaolinite dominante, il existe une vermiculite ou des interstratifiés dont la nature exacte est difficile à déterminer et surtout pratiquement tout le fer est sous forme de goéthite, seules des traces d'hématite ont été révélées par la diffraction X. Les teneurs en fer libre et en fer total sont sensiblement plus faibles que dans les sols rouges, mais les rapports fer libre/fer total demeure du même ordre.

L'ORGANISATION MICROSCOPIQUE DES SOLS ETUDIÉS

Le passage de l'altérite au structichron rouge

A la partie inférieure du profil GUNO 10, l'altérite constitue la majeure partie de l'horizon. Les fantômes de minéraux sont aisément reconnaissables et la structure de la roche est conservée. Quatre types d'organisations ont été identifiées :

- une organisation altéritique, riche en gibbsite, mais dans laquelle le fer n'est pas exprimé, qui constitue le fond de cet horizon (Fig. 1) ;
- une organisation ferrugineuse cloisonnée où le fer s'individualise suivant un réseau marquant les fissures et les diaclases, isolant ainsi des fragments de l'organisation altéritique ; cette organisation s'emboîte dans l'organisation altéritique (Fig. 1) ;
- une organisation argilique caractérisée par des ferri-argilanes passant à des ferranes juxtaposée à l'organisation altéritique (Fig. 2) ;
- les chenaux et les fentes sont colmatés par du matériel structichromique (Fig.3).

Progressivement, vers le haut, l'abondance du matériel structichrome augmente tandis que celle de l'altérite diminue. Le plus fréquemment le contact structichron et altérite est très tranché, néanmoins il existe deux situations où ce contact est progressif :

- (1) à proximité d'une altérite finement morcelée, le fond matriciel structichromique est particulier : il est rouge clair et contient des fantômes isolés de minéraux ; nous considérons ce fond matriciel comme un altéro-plasma (Fig. 4 et 5) ;
- (2) à l'intérieur de traits ferrugineux brun rouge renfermant quelques fantômes de minéraux gibbsitiques passant progressivement à du matériel structichromique dense à squelette quartzueux fin et peu abondant (Fig. 6 et 7). Ces traits ferrugineux présentent fréquemment un cortex enrichi en produits ferrugineux.

L'évolution ultérieure de la phase structichrome se fait apparemment indépendamment de la phase altéritique. Les plages rouge clair, pratiquement dénuées de squelette quartzueux, à plasma masépique ou ma-lattisépique, subissent un morcellement progressif du fond matriciel aboutissant à la formation de microagrégats arrondis, en même temps que l'assemblage plasmique évolue vers le type ovosépique. Le fond matriciel structichromique renferme assez souvent des fragments d'argilanes. La matière organique et les remaniements dus à la faune du sol, dans la partie supérieure des sols, rendent les microagrégats plus foncés et moins réguliers (Fig. 8 et 9).

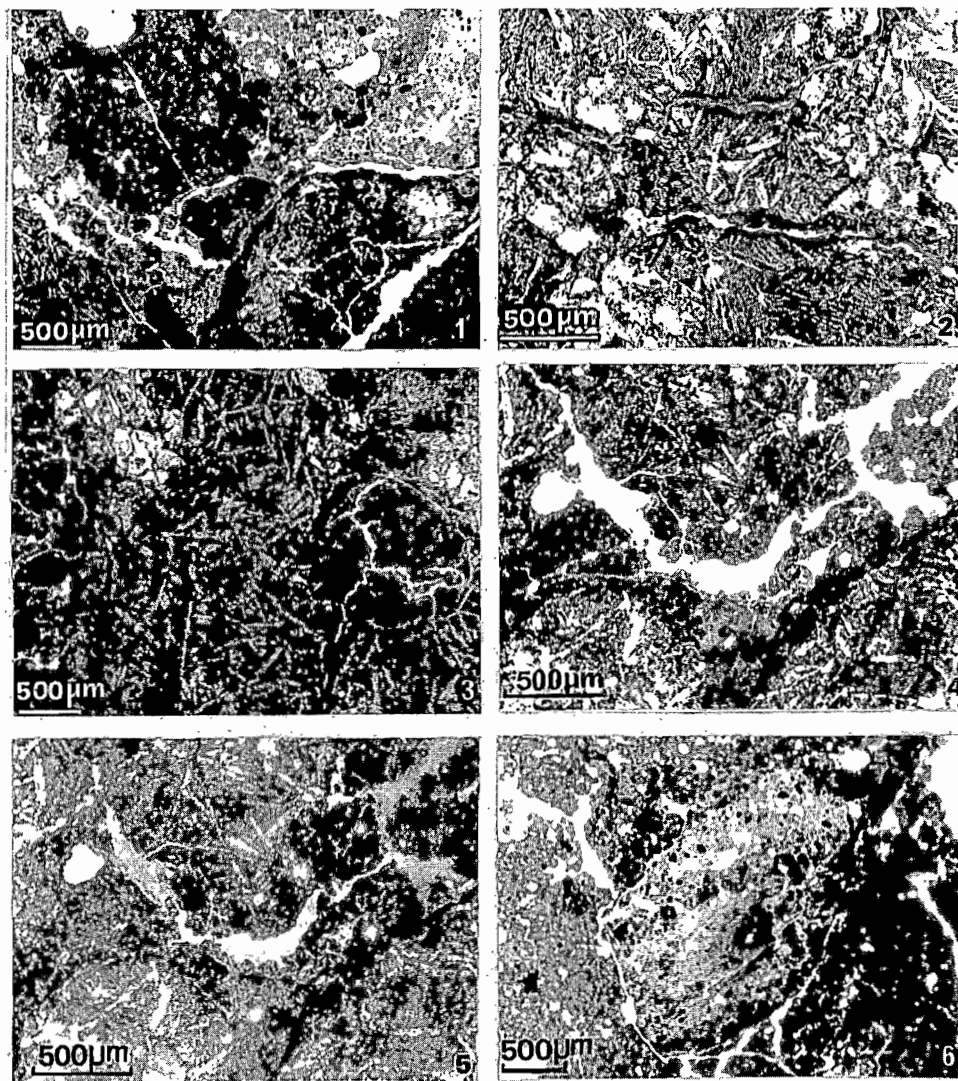


Fig. 1 (LN) – Contact entre les phases altéritiques et structichromique. La phase altéritique, visible dans la moitié inférieure du cliché, montre deux organisations distinctes :

– à droite, une altérelite transformée en gibbsite avec une structure cloisonnée ferruginisée occupant d'anciennes fissures.

– à gauche, une altérelite gibbsite simple.

Fig. 2 (LN) – Altérelite gibbsite à structure conservée, traversée par des fissures dans lesquelles se sont déposés des ferranes et argilo-ferranes.

Fig. 3 (LN) – Matériel structichromique colmatant un chenal dans l'altérite.

Fig. 4 (LN) et 5 (LP) – Contact relativement progressif entre une phase altéritique et une phase structichromique se manifestant par une organisation intergrade Altérite/Structichron : l'altéro-plasma (visible dans la partie médiane de la photo).

Fig. 6 (LN) – Zone structichromique à plasma dense, enrichi en fer, et délimité par un vide très fin, irrégulier.

Le passage de l'altérite au lapidon gravolique

Deux types de nodules ferrugineux coexistent en proportion variable dans le lapidon gravolique du profil GUNO 10. Dans le premier type, la roche à structure conservée et les minéraux gibbsitisés sont emprisonnés dans un réseau ferrugineux rouge vif à noir qui donne au nodule sa consistance. Certains de ces nodules ne sont presque constitués que de produits ferrugineux d'un noir intense avec de petites ponctuations de gibbsite (Fig. 10). Il existe donc une filiation étroite entre ce type de nodule et l'altérite. Le deuxième type de nodules ferrugineux se différencie du type précédent par la présence de grains de quartz en proportion variable distribués dans une organisation altéro-plasmique contenant des argilanes. Un cortex orienté de fer et d'argiles entoure ce type de nodules.

L'organisation du structichron jaune

A la différence des structichrons rouges, les microstructures polyédriques à faible porosité (réseau de fines fentes) dominent dans le structichron jaune du profil GUNO 18. Néanmoins au sein de ce matériel dense existent des plages à forte porosité constituées d'un entassement de petits agrégats polyédriques. L'assemblage plasmique de ces structichrons est peu marqué, insépique ou squel-insépique, mais localement un assemblage ovosépique est observable. Quelques petits fragments d'argilanes existent dans le fond matriciel, mais il n'y a pas d'argilane en place.

Le passage du structichron jaune au réticron

Dès 115 cm de profondeur, apparaissent dans le profil GUNO 18 des taches rouges, petites, difuses, dispersées, au sein du fond matriciel jaune. Avec la profondeur, l'individualisation de ces taches s'accroît. Le réticron modal est caractérisé par un réseau d'un rouge intense bordé d'un fond matriciel rouge orange, isolant dans ses mailles un fond matriciel jaune à gris beige (Fig. 11). La transition entre les taches rouges et les plages rouge orange est assez nette et progressive entre celles-ci et le fond matriciel clair.

Les taches rouges à assemblage faiblement insépique renferment des grains de quartz en quantité plus élevée que le matériel adjacent et de nombreuses pédoreliques, arrondies, rouge foncé, petites (de un à quelques dizaines de microns). Les fragments d'argilanes sont plus abondants au sein de ces taches que dans le matériel décoloré adjacent. Les plages jaune orange ne se différencient des taches rouges que par leur couleur. Les plages beige clair sont caractérisées par un assemblage plasmique masépique ou in-masépique et des pédoreliques jaunes. Au sein de ces plages, des siltanés et de rares quasi-ferranes sont visibles (Fig. 12). Autour de nombreux chenaux, le plasma est rouge orange sans que l'on puisse identifier une imprégnation ferrugineuse.

DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

L'analyse microscopique, confirmée par les déterminations géochimiques met en évidence une discontinuité marquée entre les phases altéritiques et structichromiques. En effet, l'altérite ne contient que de la gibbsite et des produits ferrugineux tandis que le structichron renferme en plus de la kaolinite et du quartz présentant les caractères d'un minéral d'origine plutonique. Le structichron est donc enrichi en silice par rapport à l'altérite ; deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer cet enrichissement, soit le quartz et les matériaux silicatés sont d'origine externe (STEWART et al., 1984), soit la silice a été apportée par les eaux phréatiques (LATHAM, 1985), mais dans ce cas l'origine du quartz reste inexpliquée. Ce n'est qu'en de très rares endroits que des intergrades altérite/structichron ont été observés à la différence des sols formés sur des roches plus acides où les altéro-plasmas constituent fréquemment des horizons d'un grand développement. Les fortes teneurs en fer doivent intervenir lors de la formation des microagrégats (CHAUVÉL, 1977 ; CAMBIER et PROST, 1981), mais l'observation au microscope polarisant ne permet pas de visualiser la combinaison des argiles et du fer. Les transformations subies par l'assemblage plasmique permet de suivre la genèse des microagrégats : à partir des plages rouge orange à assemblage plasmique masépique ou ma-lattisépique, on voit le fond matriciel se morceler progressivement et l'assemblage plasmique devenir ovosépique. L'assemblage ovosépique résulte comme l'a montré DALRYMPLE (1972) d'humectation-désiccation successives des microagrégats. Dans les structichrons rouges sur roches basiques, la pédoplasmatation est comparable à celle observée dans les sols ferrallitiques rouges dérivant de roches acides.

Les structichrons jaunes se distinguent des structichrons rouges par leur couleur, mais aussi par la microstructure et l'assemblage plasmique tandis que l'hématite est remplacée par la goéthite ; les autres caractères restent constants. Il est donc possible de supposer que la goéthite se combine différemment de l'hématite avec les argiles. La formation de la goéthite est due aux conditions d'engorgement qui régissent une partie de l'année dans ce profil.

Dans les milieux mal drainés, la pédoplasmatation est accompagnée d'une redistribution hétérogène des oxydes et la formation d'un réseau rouge où ces oxydes se concentrent, entourant des plages claires qui sont fort probablement des zones de départ. L'organisation du réticron est donc essentiellement marquée par la dynamique de l'eau et où le rôle de la nature de la roche d'origine est peu sensible.

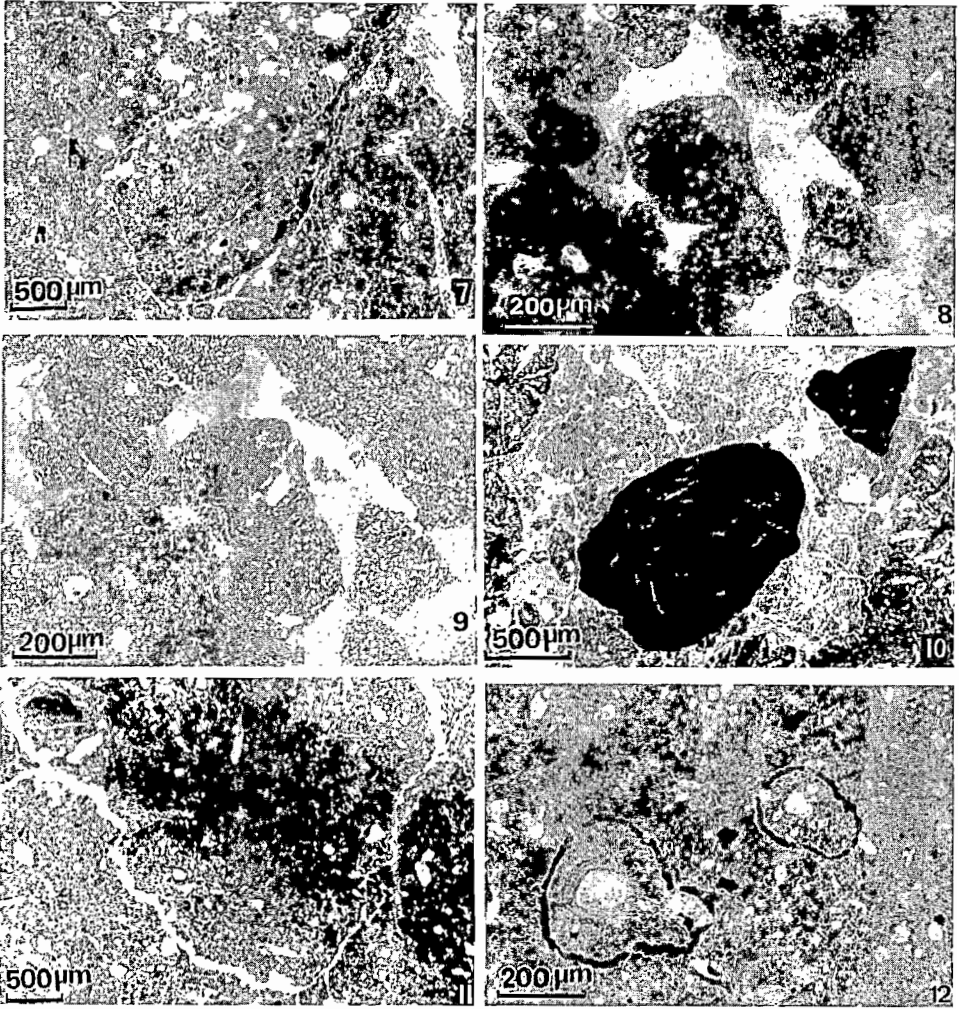


Fig. 7 (LP) – Zone structichromique à plasma dense, enrichi en fer et délimité par un vide très fin, irrégulier. En LP, la limite supérieure entre cette plage et la structure environnante est particulièrement difficile à distinguer.
 Fig. 8 (LN) et 9 (LP) – Assemblage “ovosepique” avec individualisation plus ou moins complète des microagrégats.
 Fig. 10 (LN) – Lapidon gravolique à altérites gibbsitiques ferruginisées et nodules noirs, arrondis, avec des ponctuations blanches riches en gibbsite. La phase structichromique associée est rouge vif, riche en ferriargilanes et en papules.
 Fig. 11 (LN) – Les trois phases du rétichron sont visibles. Une zone centrale rouge (noire sur la photo) est bordée par une zone orangée (gris foncé sur la photo). Autour des plages beiges (gris clair sur la photo) visible dans les coins supérieur droit et inférieur gauche.
 Fig. 12 (LN) – Cutanes et quasi-cutanes dans le fond matriciel beige du rétichron.

Le rôle de la faune dans ce type de sols n'est pas encore clairement établi. Des chenaux incontestablement d'origine biologique pénètrent l'altérite et favorisent la diffusion du matériel structichromique au sein de cette altérite. Le creusement de ces chenaux suppose aussi une remontée du matériel altéritique et son mélange avec le matériel structichromique ; il est probable que l'altérite finement morcelée ait une telle origine.

Des mouvements de matière, soit en solution attestés par la présence de ferrane, soit en suspension matérialisés par les argilanes ont affecté ces sols et ne sont apparemment plus fonctionnels actuellement car ces traits sont, soit fossilisés par des ferruginisations, soit à l'état de fragments inclus dans les divers fond matriciel de ces sols. Les argilanes présents dans l'altérite proviennent probablement du matériel structichromique.

Les nodules ferrugineux imprégnant l'altérite se sont développés dans une altérite à structure conservée à la suite d'une imprégnation préférentielle de celle-ci comme il est encore possible de l'observer dans les horizons altéritiques. La ferruginisation a protégé l'altérite d'une évolution ultérieure, la fossilisant en quelque sorte. Le matériel altéritique adjacent non ferruginisé a subi des transformations pédologiques. Par contre, l'analyse micromorphologique n'est pas susceptible d'expliquer la coexistence des nodules altéritiques et des nodules ferrugineux à quartz qui proviennent d'une imprégnation ferrugineuse du matériel structichromique. L'étude séquentielle des profils semble indiquer que les nodules ferrugineux à quartz, plus particulièrement localisés dans les parties amont des séquences, pourraient provenir du démantèlement de niveaux cuirassés. Il est possible que des processus de morphogénèse ait bouleversé l'organisation proprement pédologique de ces sols.

BIBLIOGRAPHIE

- BEAUDOU, A.G., 1972. Expression micromorphologique de la microagrégation et de l'illuviation dans certains sols ferrallitiques centrafricains et dans les sols hydromorphes associés. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 10, 4 : 357-371.
- BONIFAS, M., 1959. Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lor., 17, 159p.
- CAMBIER, P. et PROST, R., 1981. Etude des associations argile-oxyde : organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. Agronomie, 1, 9 : 713-722.
- CHATELIN, Y et MARTIN, D., 1972. Recherche d'une terminologie topologique applicable aux sols ferrallitiques. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 10, 1 : 25-43.
- CHAUVEL, A., 1972. Observations micromorphologiques de la partie supérieure des sols rouges ferrallitiques de Casamance (Sénégal). Essai d'interprétation de la dynamique actuelle, sous couvert forestier. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 10, 4 : 343-356.
- CHAUVEL, A., 1977. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Trav. et Doc. ORSTOM, 62, 532p.
- CHAUVEL, A., PEDRO, G. et TESSIER, D., 1976. Rôle du fer dans l'organisation de matériaux kaoliniques. Etudes expérimentales. Science du Sol, 2 : 101-113.
- DALRYMPLE, J.B., 1972. Experimental micropedological investigations of iron oxide clay complexes and their interpretation with respect to the soil fabrics of Paleosols. Soil Micromorphology, Warsaw, Poland : 583-594.
- DELVIGNE, J., 1965. Pédogénèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Mém. ORSTOM, 13, 117p.
- FLACH, K.W., CADY, J.G. and NETTLETON, W.D., 1968. Pedogenic alteration of highly weathered parent materials. Transac. IXth Int. Congr. Soil Sci., 4 : 343-351.
- LATHAM, M., 1985. Altération et pédogénèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle Calédonie. Genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé. Thèse Univ. Dijon, 331p.
- MULLER, J.P., 1977. La myrolyse plasmique et la différenciation des épépéons dans les sols ferrallitiques rouges du Centre Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 15, 4 : 345-359.
- NOVIKOFF, A. 1974. L'altération des roches dans le massif de Chaillu (République populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. Thèse Univ. Strasbourg, 298p.
- PEDRO, G. et CHAUVEL, A. et MELFI, A.J., 1976. Recherches sur la constitution et la genèse des Terra Roxa estruturanda du Brésil. Introduction à une étude de la pédogénèse ferrallitique. I.N.R.A., 28p.
- STEWART, R.B., 1984. Occurrence and source of quartz in six basaltic soils from Northland, New Zealand. Austr. J. of Soil Research, 22, 4 : 365-378.

MICROMORPHOLOGIE DES SOLS



SOIL MICROMORPHOLOGY

Édité par :

N. FEDOROFF, L.M. BRESSON et M.A. COURTY

Association Française



pour l'Étude du Sol

ISBN 2 903643 15-7

Sous-commission de Micromorphologie des Sols de l'Association Internationale de la Science du Sol.

Actes de la VII^e Réunion Internationale
de Micromorphologie des Sols
Paris - Juillet 1985

MICROMORPHOLOGIE DES SOLS

Édité par/Edited by
N. FEDOROFF, L.M. BRESSON
Institut National Agronomique Paris-Grignon
et
M.A. COURTY
Institut du Quaternaire, Université de BORDEAUX 1

SOIL MICROMORPHOLOGY

Proceedings of the VIIth International
Working Meeting on Soil Micromorphology
Paris - July 1985

Sub-Commission of Soil Micromorphology of International Society of Soil Science

1987

Association Française



pour l'Étude du Sol