

# LES LATÉRITES

## CONNAISSANCES ET PERSPECTIVES ACTUELLES SUR LES MÉCANISMES DE LEUR DIFFÉRENCIATION

G. BOCQUIER \*, J.P. MULLER \*\* et B. BOULANGE \*\*

Présentes dans les régions tropicales humides sur environ vingt pour cent de la surface des continents, les latérites(\*) sont des formations superficielles qui résultent de l'altération météorique des roches.

La latéritisation s'est exercée durant de longues périodes géologiques, parfois depuis des dizaines de millions d'années, sur des surfaces continentales parmi les plus stables du globe. Ainsi ces formations superficielles originales se distinguent par leur épaisseur atteignant souvent plusieurs dizaines de mètres et par l'accumulation de produits résiduels d'altération et de pédogenèse. Ce sont ces produits résiduels, fréquemment indurés et principalement constitués d'oxyhydroxydes métalliques et d'argiles, qui forment les cuirasses latéritiques, ferrugineuses, bauxitiques, manganésifères,... reconnues et étudiées depuis le début du siècle par de nombreux auteurs : LACROIX (1913), CAMPBELL (1917), HARRASOWITZ (1926), HARRISON (1933), PRESCOTT et PENDLETON (1952), MOHR et VAN BAREN (1954), AUBERT (1954), SEGALIN (1957), MAIGNIEN (1958), BONIFAS (1959), LENEUF (1959), ALEXANDER et CADY (1962), SIVARJASINGHAM et al. (1962), MILLOT (1964), SYS (1965), CHATELIN (1972, 1974), GOUDIE (1973), NORTON (1973), MAC NEIL (1974).

Toutes ces formations latéritiques présentent en coupe de grandes zonations subhorizontales qui se distribuent verticalement et latéralement de manière diverse. Depuis la roche non altérée jusqu'à la surface du sol, trois principaux ensembles d'horizons se succèdent progressivement ou présentent entre eux des discontinuités apparentes. Ce sont un ensemble inférieur d'altération, un ensemble médian d'accumulation, un ensemble supérieur meuble.

— Dans l'ensemble d'altération, les structures et les volumes originels des roches sont le plus généralement conservés, bien que dans ces latérites les pertes de matière par dissolution soient considérables (jusqu'à 80 % sur roches ultrabasiques), et que des minéraux secondaires d'altération remplacent les minéraux primaires parentaux.

— Dans l'ensemble médian d'accumulation d'oxyhydroxydes métalliques et d'argile, les organisations lithorelictuelles précédentes sont conservées ou transformées en totalité ou en partie. Les structures d'accumulation, continues (cuirasses) ou discontinues (nodules, pisolites) sont variablement indurées. Cet ensemble est dénommé « ensemble glébulaire ».

— Enfin, dans l'ensemble meuble supérieur, des minéraux primaires résistants (quartz essentiellement) et des minéraux secondaires résiduels de la dégradation de l'ensemble précédent, s'accumulent relativement en réalisant des structures très poreuses.

Ces trois ensembles de différenciation peuvent présenter entre eux des discordances. Certains sont parfois absents. D'autres peuvent montrer des successions complexes de différents faciès. Ceci a conduit à envisager que la genèse et l'évolution de ces formations latéritiques pouvaient résulter, notamment pour les deux ensembles supérieurs, et en combinaison ou non :

— soit de remaniements mécaniques superficiels aboutissant à la superposition de matériaux

\* Professeur de Pédologie à l'Université Paris VII, UER des Sciences Physiques de la Terre, 2, Place de Jussieu, 75225 Paris Cédex 05.

\*\* Maîtres de recherches à l'ORSTOM, Centre de Bondy, UR 605, Pétrologie de la Surface, 70-74, Route d'Aulnay, 93140 Bondy.

(\*) Le terme recouvre ici toutes les couvertures pédologiques de la zone intertropicale marquées par une forte expression des constituants ferrifères (NDLR).

allochtones : DE HEINZELIN (1955), CRAENE (1956), RUHE (1959), LAMOTTE et ROUGERIE (1962), LAPORTE (1962), VOGT et VINCENT (1966), STOOPS (1967), COLLINET (1969), SEGALIN (1969), RIQUIER (1969), LEVEQUE (1976), OJANUGA et WIRTH (1977).

— soit de *remaniements internes d'origine biologique* : EHRART (1951), NYE (1955), SYS (1955), PLOEY (1964), BARROS MACHADOS (1983).

— soit d'*évolutions successives différentes* qui au cours du temps se surimposent, et confèrent une grande complexité dans l'organisation de ces formations latéritiques : GEZE (1942), MAIGNIEN (1958), DELVIGNE (1965), FOLSTER et al. (1971), BOULET (1974), GRANDIN (1976), NAHON (1976), CHAUVEL (1977), LEPRUN (1979), BLOT (1980), MILLOT (1981).

Envisagée d'un point de vue géochimique et minéralogique, la genèse de ces formations a d'abord été éclairée par des données expérimentales et théoriques : GARRELS (1960), CORRENS (1961), KORJINSKI (1965), HELGESON (1968), TARDY (1969), GARDNER (1970), PETERSEN (1971), MICHARD et FOUILLAC (1974). Des types d'évolution cristallochimique ont ainsi été définis : HARRASOWITZ (1926), HARRISON (1933), ROBINSON (1949), PEDRO (1964). Les conditions de formation et de stabilité des principaux minéraux secondaires d'altération (hématite, goethite, gibbsite, boehmite, kaolinite, smectite) ont été précisées : GARRELS et CHRIST (1965), KITTRICK (1966), ROBIE et WALDBAUM (1968), GARDNER (1970), FRITZ et TARDY (1973).

Puis des études qui concernaient plus directement des phases primaires ou secondaires dans leur gisement, ont montré :

— d'une part la *complexité cristallochimique* de certaines de ces phases, liée à des substitutions isomorphiques (hématites et goethites aluminées, kaolinites ferrifères, smectites nickelifères...) : NORRISH et TAYLOR (1961), BOESMAN et SHOE-MACKEL (1961), THIEL (1963), MALDEN et MEADS (1967), JANOT et al. (1971, 1973), PERINET et LAFONT (1973), RENGASAMY et al. (1975), HERBILLON et al. (1976), NAHON (1976), MENDELOVICI et al. (1979), MESTDAGH et al. (1980), MULLER et al. (1981), FITZPATRICK et SCHWERTMANN (1982), MURAD et SCHWERTMANN (1983), DIDIER (1983), CANTINOLLE et al. (1984), MANCEAU (1984), COLIN (1984).

— d'autre part la *variabilité et la complexité de certaines associations minérales* : NAHON (1976), MULLER et al. (1981).

Mais la signification génétique de ces différen-

tes phases et de certaines de leurs associations n'a pu être déduite de ces seules études géochimiques et minéralogiques. Il est alors apparu nécessaire d'analyser d'un point de vue pétrologique, à plusieurs échelles et notamment à celle des microsites, les *relations d'ordre génétique et historique* entre les différentes *textures et structures* apparaissant successivement dans ces formations, en regard des différentes *paragenèses minérales* qui les constituent. Ainsi, par une analyse conjointe des évolutions structurales et minérales, il devient possible de distinguer dans ces formations latéritiques les phases qui résultent de *transformations en place* de celles qui sont liées à des transferts et de préciser leur *chronologie relative*.

Ce sont donc les *mécanismes de la différenciation* des latérites qui peuvent être étudiés dans les formations en place par cette approche pétrologique. En se référant plus particulièrement à quelques travaux parmi les plus récents, où les méthodes de la pétrographie cristalline et sédimentaire ont été utilisées pour l'analyse des latérites, on envisage de présenter les connaissances et les perspectives actuelles concernant les principaux mécanismes de la différenciation des formations latéritiques.

L'étude de ces mécanismes, effectuée principalement à *l'échelle des microstructures*, permet en effet actuellement de reconnaître et de définir différents systèmes *géochimiques* au sein desquels se réalisent conjointement des évolutions minérales et des évolutions structurales.

L'ordre de présentation de ces mécanismes et de ces systèmes ne correspondra pas toujours à l'ordre chronologique de leur intervention. Nous adopterons plutôt l'ordre dans lequel on peut les identifier, en envisageant successivement depuis la roche-mère les trois ensembles qui se superposent généralement dans les profils latéritiques.

## LES MECANISMES DE LA DIFFERENCIATION DES ALTERITES LATERITIQUES

LES ACCUMULATIONS  
DES CONSTITUANTS SECONDAIRES ;  
LA CONSERVATION DES STRUCTURES  
ORIGINELLES ;  
LES TRANSFERTS DE MATIERE

Deux grands types de mécanismes concourent à la formation et à l'accumulation, soit relative,

soit absolue (D'HOORE, 1954) des minéraux secondaires dans les altérites :

— des mécanismes d'*altération* qui, associés à des pertes de matière, sont à l'origine d'accumulations de produits résiduels, ou *accumulations relatives* ;

— des mécanismes de *transfert*, qui sont à l'origine d'accumulations par apport, ou *accumulations absolues*, et qui correspondent à des gains de matière.

Lors de la différenciation des altérites, ce sont des transferts, des apports de matière, qui peuvent intervenir préalablement aux altérations.

### **Les transferts de matière dans les roches mères fissurées, préalablement à l'altération**

Dans un granite fissuré de Côte d'Ivoire, à partir duquel s'est développée une épaisse formation bauxitique, on constate la présence de dépôts de produits amorphe silico-alumineux ainsi que des néogénèses d'halloysite. Celles-ci se localisent dans les fissures transminérales, qui recoupent divers minéraux primaires non altérés. (BOULANGE, 1984).

De même à l'échelle d'un seul minéral primaire, entre les lamelles d'une biotite, se localisent des néogénèses de kaolinite, dont la cristallisation s'est effectuée perpendiculairement aux lamelles inaltérées (SARRAZIN et al., 1982).

Dans les deux cas ces néogénèses sont *indépendantes* des minéraux primaires fissurés et *antérieures* à leur altération. Elles représentent des accumulations absolues de matière, issues de transferts en solution au travers des ensembles d'horizons susjacentes. Dans le profil bauxitique de Côte d'Ivoire, ces apports qui précèdent l'altération augmentent ainsi de 2 à 5 % le potentiel alumineux du granite originel.

### **Les altérations pseudomorphiques des minéraux primaires, et les transferts qui y contribuent**

En conditions tropicales humides, les minéraux des roches sialferriques peuvent s'altérer directement en oxyhydroxydes métalliques (Fe, Al, Mn, essentiellement, ou en phyllosilicates argileux (kaolinite dominante). Toutes ces phases secondaires, en pseudomorphosant des minéraux pri-

maires, assurent ou contribuent à la conservation des textures et des structures de la roche parentale. La nature des phases secondaires et les modalités de ces pseudomorphoses diffèrent suivant les compositions chimiques des minéraux parentaux, et suivant l'origine de différents transferts en solution, qui interviennent ou non lors de ces altérations (NAHON et BOCQUIER, 1983).

### **Les pseudomorphoses avec cloisonnement périphérique par des oxyhydroxydes métalliques**

Lors de la dissolution d'un feldspath, par exemple, la précipitation de gibbsite se réalise à la périphérie du feldspath ou de chacun de ses fragments (DELVIGNE, 1965 ; ESWARAN et WONG CHAW BIN, 1977 ; ESWARAN, 1979). Elle constitue alors une cloison qui conserve la forme extérieure et le volume du minéral originel. L'aluminium a été transféré en solution à très courte distance, depuis la surface du feldspath jusqu'à cette *cloison périphérique de gibbsite*. Cette accumulation relative d'aluminium qui se réalise dans les limites du cristal originel, met donc en jeu des *nanotransferts intracristallins* (BOCQUIER et al., 1983).

Un renforcement de ces cloisons et le comblement des vides laissés par la dissolution complète du minéral parental, peuvent également se poursuivre par de nouvelles cristallisations de gibbsite. L'aluminium doit alors provenir de l'altération plus tardive d'autres minéraux alumineux voisins. De tels *microtransferts intercristallins* sont mis en évidence sur granite, depuis des microclines vers des plagioclases plus altérés, et sur amphibolites depuis des feldspaths vers des amphiboles plus altérées (BOULANGE, 1984).

De manière analogue, lors de l'altération de péridots, pyroxènes, amphiboles, grenats, biotites, le fer constitue des *cloisons goethitiques* (SANCHEZ FURTADO, 1968 ; OJANUGA, 1973 ; SOUSA et ESWARAN, 1975 ; DELVIGNE et al., 1979 ; SARRAZIN et al., 1982 ; EMBRECHT et STOOPS, 1982 ; BOCQUIER et al., 1983), qui assurent également la pseudomorphose de ces minéraux.

### **Les pseudomorphoses avec remplacement interne du minéral parental par différents argiliplasmas d'altération**

Si l'altération des minéraux primaires est moins intense, des produits amorphes silico-alumineux et plus généralement des plasmas argileux, rem-

placent progressivement le minéral parental (LENEUF, 1959 ; BONIFAS, 1959 ; LELONG, 1969 ; NOVIKOFF, 1974). La déstabilisation de ce dernier se propage alors très fréquemment à partir de poches vers la périphérie.

Si l'altération de chaque minéral parental se réalise *indépendamment* de celle de ses voisins, les phases argileuses néoformées reflètent et mémorisent la seule composition chimique du minéral originel. Les transferts d'éléments demeurent alors *intracristallins*. Ainsi s'altèrent progressivement les feldspaths plagioclases en produits « *amorphes* » silico-alumineux, puis en kaolinite (DELVIGNE et MARTIN, 1970 ; ESWARAN et DE CONNINCK, 1971 ; GENSE, 1976 ; ESWARAN et WONG CHAW BIN, 1977 ; ESWARAN, 1979 ; GILKES et al., 1980 ; ou les micas en macrocristallites de kaolinite (PINTO et al., 1972 ; OJANUGA, 1973 ; VERHEYE et STOOPS, 1975 ; SOUSA et ESWARAN, 1975 ; ESWARAN et YEOW YEW HENG) 1976 ; GILKES et SUDDHIPRAKARN, 1979 ; BISSDOM et al., 1982).

Mais souvent plusieurs minéraux parentaux voisins et différents peuvent s'altérer *simultanément*. Leurs produits d'altération résultent alors d'*interactions chimiques et de transferts intercristallins*. Ainsi, lors de l'altération de roches ultra-basiques, le plasma smectique qui pseudomorphose des forstérites, est enrichi en aluminium provenant de l'altération simultanée des pyroxènes voisins (NAHON et COLIN, 1982).

Enfin, des *transferts d'origine plus lointaine* et apportant des éléments qui sont quasiment absents dans les roches mères, peuvent participer à l'édification des phases secondaires. Ainsi, des smectites qui pseudomorphosent des pyroxènes de passées pyroxénitiques, dont la valeur en nickel est presque nulle, sont enrichies en cet élément (Saponite Fe à 23 % de Ni). Le nickel est alors importé de roches dunitiques encaissantes (COLIN 1984).

Que les produits secondaires liés aux altérations latéritiques soient différents oxyhydroxydes métalliques ou diverses argiles, ils peuvent assurer la conservation des textures et des structures originelles des roches en réalisant des réseaux de cloisons et des pseudomorphoses internes. Ces deux altérations pseudomorphosiques mettent en jeu des transferts de matière à différentes échelles : celle du cristal, de plusieurs cristaux, de l'horizon, du paysage. Ces deux altérations pseudomorphosiques caractérisent l'*altération latéritique isovolume* (MILLOT et BONIFAS, 1955), à l'origine

de certaines saprolites (TRESCASES, 1975), ou des isaltérites (CHATELIN et MARTIN, 1972 ; CHATELIN, 1974 ; BOULANGE, 1984).

## **Les transferts de matière postérieurs à l'altération des minéraux primaires**

Après les altérations pseudomorphosiques de la plupart des minéraux primaires, diverses accumulations absolues se succèdent dans les altérites. D'abord dans leur *système poral*, puis au sein même de leurs plasmas.

### **Les accumulations cutaniques successives**

La porosité fissurale héritée de la roche est relayée dans les isaltérites par une forte porosité intra et intercristalline, qui se développe lors de la dissolution des minéraux primaires. Ces deux porosités sont elles mêmes recoupées par des pores tubulaires d'origine biologique. Toutes ces porosités peuvent être le siège d'une succession de dépôts qui résultent de *transferts à l'état dissous, particulaire, ou agrégé*, de matière provenant des horizons sus-jacents aux altérites.

Ainsi peuvent se succéder depuis la base des altérites : des néogénèses d'halloysite, de kaolinite sous forme de cristallisations automorphes en grands vermicules, des cristallisations aciculaires de goethite, puis des dépôts cutaniques argilo-ferrugineux, et enfin des dépôts ultimes d'agrégats d'origine biologique (MULLER et al., 1981 ; BOULANGE, 1984).

Par leur ordre et leur nature, ces accumulations pourront être reliées aux principales soustractions de matière, qui interviennent dans les ensembles sus-jacents. Importantes quantitativement, ces accumulations postérieures à l'altération, représenteraient dans une isaltérite bauxitique sur granite de Côte d'Ivoire, des gains en aluminium de 60 % et en fer de 250 % (BOULANGE, 1984).

### **Les accumulations au sein des plasmas des altérites**

Les plus significatifs de ces apports de matière au regard de la latéritisation, sont des *accumulations ferrugineuses* qui affectent généralement le sommet sinon certaines parties des altérites

(MILLOT et BONIFAS, 1959 ; FRANKEL et BAYLISS, 1966). Elles induisent en effet d'importantes évolutions structurales et minéralogiques à l'origine des ensembles sus-jacents : *l'induration*, avec la conservation et le renforcement des structures originelles et la *pédoturbation*, avec leur disparition et leur remplacement par de nouvelles structures.

C'est principalement sous forme d'hématite que ce fer importé s'accumule dans la porosité d'assemblage des différents plasmas d'altération ou de transfert (FOLSTER, 1964 ; SCHMIDT-LORENZ, 1975 ; NAHON, 1976). Ces milieux plasmatiques présentent en effet une *faible microporosité*, qui favoriserait la cristallisation de l'hématite (DIDIER et al., 1984). Et cette faible microporosité peut aussi résulter de la réduction d'une porosité originellement plus grande, par le remplissage progressif des pores par du fer importé. Il est ainsi possible que du fer précipité d'abord sous forme de *goethite* dans des *milieux plus poreux* (où la goethite serait la plus stable), comme certains plasmas d'altération (cloisons goethitiques) ou de transfert (vermicules de kaolinite), recristallise ensuite sous forme d'hématite, lorsque la porosité se réduit par le développement des accumulations.

Ces accumulations ferrugineuses résultent principalement de *transferts* du fer provenant de la dégradation des ensembles ferrugineux sus-jacents (NAHON, 1976), voire de ceux situés à l'amont des paysages (MAIGNIEN, 1958). Mais elles peuvent être également liées à des *redistributions* du fer au sein même des altérites. Dans le cas d'une isaltérite argilo-ferrugineuse, cette redistribution entraîne des disparitions localisées des cloisons goethitiques, à l'occasion d'un effondrement des textures et des structures originelles de la roche : une *isaltérite* se transforme ainsi en une *allotérite* (BOULANGE, 1984).

### Les évolutions des constituants secondaires et les changements d'altération

Si les altérites sont en premier lieu le siège de la formation de constituants secondaires, elles peuvent également être le siège, au cours de leur différenciation, des premières déstabilisations et dégradations de ceux-ci.

Ainsi, dans les milieux plasmatiques où s'accumule l'hématite, les kaolinites sont déstabilisées par l'introduction dans leur réseau cristallin de

fer, qui se substitue progressivement à l'aluminium. Et ces *kaolinites ferrifères*, avec *l'augmentation de leur taux de substitution*, qui est fonction de la richesse croissante en fer du milieu voient au cours de néoformations successives, leur *cristallinité* et leur *taille diminuer* (CANTINOLLE et al., 1984 ; MULLER et BOCQUIER, 1984).

Il s'agit également de la dissolution incongruente de diverses kaolinites d'altération ou de transfert et de leur pseudomorphose par la gibbsite, dont la genèse est ainsi indirecte (ALLEN, 1947 ; ESWARAN et WONG CHAW BIN, 1977 ; GILKES et al., 1979 ; BOULANGE, 1984).

D'une manière plus générale, on constate dans ces altérites que les stabilités des minéraux aussi bien primaires que secondaires, présentent des variations ordonnées aussi bien dans l'espace que dans le temps. En effet, à chaque niveau de l'ensemble altéritique, ce sont de nouvelles phases provenant de l'altération des minéraux primaires ou de la déstabilisation de phases secondaires précédemment formées, qui se succèdent en s'équilibrant avec les solutions, qui se modifient elles-mêmes à chacun de ces niveaux au cours de leur transfert. Une telle *succession complexe de différentes paragenèses minérales*, établie dans des altérites de pyroxénites, montre ainsi une suite évolutive (Smectite Fe-Smectite Al-Kaolinite-Goethite), qui est d'ailleurs accompagnée d'une évolution des structures lithologiques conservées vers des structures pédologiques (COLIN, 1984).

On comprend également que des évolutions générales inverses puissent se réaliser, si les conditions bioclimatiques de la latéritisation ne perdurent pas. A la base d'anciennes altérites s'installent alors de nouvelles altérations, comme par exemple celles de type smectique, mises en évidence dans certaines régions de l'Afrique de l'Ouest (WACKERMANN, 1975 ; NAHON, 1976 ; LEPRUN, 1979).

### Conclusion sur les altérites latéritiques

Les altérites latéritiques résultent donc de *transformations pseudomorphiques* des minéraux parentaux en oxyhydroxydes métalliques ou en argiliplasma, qui représentent principalement des *accumulations relatives* de matière.

Mais ces altérations sont également précédées, alimentées puis suivies d'importantes *accumulations absolues*, liées à des *transferts* de matière,

qui se réalisent à toutes les échelles, du cristal au paysage.

Transformations minéralogiques et transferts concourent aux pseudomorphoses, qui assurent elles-mêmes la conservation des textures et des structures des roches-mères. Les altérites latéritiques sont donc généralement des *isaltérites d'accumulation*.

Si ces accumulations absolues sont souvent de nature kaolinitique à la base des altérites, elles sont le plus généralement *ferrugineuses* à leur sommet : c'est précisément cette accumulation ferrugineuse sous forme d'hématite, qui peut initier les deux mécanismes principaux à l'origine des ensembles supérieurs : le cuirassement et la pédoturbation.

## LES MECANISMES DE LA DIFFERENCIATION DE L'ENSEMBLE MEDIAN GLEBULAIRE :

### LES ACCUMULATIONS, LES DEGRADATIONS ET LES RESTRUCTURATIONS SUCCESSIVES, CONTROLEES PAR LE FER

Les altérites sont généralement surmontées par des horizons, dans lesquels s'accumulent et se concentrent divers oxydes et hydroxydes métalliques, parmi lesquels ceux du fer sont dominants. Ces accumulations présentent différents *faciès structuraux* variablement indurés, et qui sont soit continus et massifs : ce sont les *cuirasses* ; soit fragmentaires : ce sont les *nodules* (à structure interne non différenciée), et les concrétions ou *pisolites* (à structure concentrique) (DU PREEZ, 1949 ; PULLAN, 1967 ; BOULANGE et al., 1973 ; GOPALASWAMY et NAIR, 1973).

Dans cet ensemble glébulaire, ces différents faciès peuvent être distribués suivant des successions ordonnées. Si ces successions correspondent également à des filiations entre faciès, elles permettent alors de reconstituer et de relier des évolutions structurales à des évolutions minéralogiques et géochimiques.

Mais l'analyse de la différenciation de ces ensembles glébulaires s'est avérée particulièrement complexe, pour deux raisons principales. D'une part, parce que les faciès peuvent présenter des *différenciations croissantes aussi bien vers le haut que vers le bas* : une cuirasse, par exemple, se différencie par dessus et par dessous

(LEPRUN, 1971, 1979 ; NAHON, 1976). D'autre part, parce que les évolutions structurales et minéralogiques se réalisent aussi bien à partir de structures isaltéritiques que de structures pédoturbées : dans un ensemble glébulaire peuvent ainsi coexister ou évoluer parallèlement *diverses lignées glébulaires litho et pédorelictuelles* (MULLER et al., 1981 ; FRITSCH, 1984).

Une seule suite évolutive générale sera envisagée. Elle conduit d'un premier faciès cuirassé massif d'accumulation ferrugineuse isaltéritique, à des faciès de réorganisations successives de type bréchoïde, nodulaire puis pisolitique, que ces derniers faciès demeurent à l'état de cuirasses continues ou de volumes glébulaires distincts.

## LE CUIRASSEMENT FERRUGINEUX MASSIF INITIAL

### INDURATION, CONSERVATION OU DISPARITION DES STRUCTURES HERITEES DE L'ALTERITE

Les accumulations absolues de fer, qui poursuivent les imprégnations du sommet de l'altérite, sont à l'origine de *faciès cuirassés continus et massifs*. Ces accumulations, principalement sous forme d'hématite, affectent aussi bien les plasmas d'altération que les plasmas de transfert. Elles peuvent induire deux évolutions structurales opposées, suivant que les structures héritées de l'altérite seront conservées ou disparaîtront. Et ces deux évolutions semblent reliées à la nature des plasmas envahis par le fer, ainsi qu'aux concentrations en fer réalisées.

— Dans les plasmas à oxyhydroxydes dominants, les *structures isaltéritiques sont conservées et indurées par l'imprégnation hématitique*, même avec de faibles concentrations. Ainsi se forment à partir d'isaltérites des cuirasses ferrugineuses massives, qui conservent les structures lithologiques originelles (PULLAN, 1967 ; LEPRUN et NAHON, 1973 ; NAHON, 1976 ; BLOT et al., 1976 ; LEPRUN, 1979 ; BOULANGE, 1984).

— Dans les plasmas à kaolinite dominante, l'accumulation d'hématite poursuit, comme au sommet des altérites, la *déstabilisation des macrocristallites de kaolinite*. (LACROIX, 1914 ; SCHMIDT-LORENZ, 1964, 1975 ; FRANKEL et BAYLISS, 1966 ; MITSUCHI, 1976). Ceux-ci se réduisent en des microcristallites de kaolinite ferrifère, qui perdent les orientations héritées des textures phylliteuses originelles. (MULLER et BOCQUIER, 1984). Ainsi s'effacent progressivement, dans ces cuirasses également massives, les tex-

tures cristallines et les structures pseudomorphiques de l'isaltérite.

Cette seconde évolution peut se poursuivre et conduire à des *dissolutions plus ou moins complètes des kaolinites*. Si cette dissolution est complète, une altérite à kaolinite et hématite se transforme ainsi en cuirasse massive à gibbsite et hématite (BOULANGE, 1984). Si cette dissolution est progressive et incomplète, une partie de l'aluminium s'intègre au réseau de l'hématite. C'est ainsi que s'accumule relativement de l'*hématite alumineuse* (NAHON, 1976), sous des formes microglobulaires condensées, et qui se différencie dans ce plasma de transformation une nouvelle microporosité créée par le départ de matière en solution (MULLER et BOCQUIER, 1984).

Le *cuirassement ferrugineux massif* est donc initié par des *accumulations absolues* de fer, importé des parties hautes du profil ou du paysage. Ces accumulations absolues, principalement sous forme d'hématite, provoquent la déstabilisation, puis la dissolution des kaolinites. Et cette dissolution, concomitante de celle des quartz, conduit alors à une *accumulation relative d'hématite alumineuse* et à une *densification de ce plasma hématitique continu*.

Ces premiers faciès cuirassés massifs résultent ainsi d'un enchaînement d'accumulations absolues puis relatives du fer ; enchaînement qui peut lui-même se répéter (NAHON, 1976). Les structures héritées de l'altérite sont conservées ou simplement effacées. Par contre, les faciès cuirassés suivants résulteront plutôt de soustractions et de redistributions du fer, qui provoqueront alors d'importantes réorganisations structurales.

## Les premières dégradations sur place des cuirasses :

### LA BRECHIFICATION ET LES NODULATIONS FERRUGINEUSES SUCCESSIVES

Les cuirasses à faciès massif sont progressivement découpées par des *déferruginisations localisées*, qui isolent des volumes pseudobréchiques foncés et indurés au sein de volumes plus clairs (PARRON et al., 1983). Le fer, mis en solution dans les volumes plus clairs peut être évacué ou redistribué, en particulier, par concentration centripète dans les volumes foncés (BOULANGE, 1984). Ainsi la *redistribution du fer* induit la différenciation, à partir d'un faciès cuirassé massif, d'une *structure bréchoïde*.

L'intensification de ce découpage et les redistributions du fer qui l'accompagnent, tendent à réduire la taille des volumes pseudobréchiques, à arrondir leur contour et à les indurer. Les volumes pseudobréchiques se transforment eux-mêmes en volumes nodulaires. Ainsi se réalise une *première nodulation grossière, par division*.

— Dans les volumes nodulaires, l'évolution est *ferruginisante*. La dissolution des quartz se poursuit, et celle de la kaolinite peut être totale. Ces transformations minérales peuvent se développer jusqu'à des *recristallisations géodiques ultimes de goethite alumineuse, de goethite* et même de *gibbsite*. Celles-ci se localisent en bordure des vides de dissolution des quartz, ainsi qu'à la périphérie de pores vésiculaires, qui résulteraient eux-mêmes de ces transformations (MULLER, 1983 ; FRITSCH, 1984 ; MULLER et BOCQUIER, 1984). Dans le cas des volumes nodulaires gibbsitiques, cette évolution ferruginisante s'accompagne d'une *transformation de la gibbsite en boehmite* (BOULANGE, 1984).

— Dans les volumes internodulaires, l'évolution est au contraire *déferruginisante*. Avec le départ progressif du fer, la kaolinite redevient stable et elle s'accumule relativement. C'est dans un tel milieu déferruginisé que peuvent alors intervenir les mécanismes particuliers de la *pédoturbation* (FLASCH et al., 1968 ; BEAUDOU et CHATELIN, 1978). Le plasma kaolinitique est en effet susceptible de se réorganiser lorsque la concentration en fer décroît (CHAUVEL, 1976). En modifiant l'arrangement textural de ses cristallites, il acquiert de nouvelles orientations plasmiques (FLASCH et al., 1968 ; BOULET, 1974 ; VERHEYE et STOOPS, 1975 ; ESWARAN et al., 1979 ; MULLER, 1977 ; MULLER et al., 1981).

C'est aussi dans les volumes internodulaires, que par le jeu de déferruginisations successives et de redistributions localisées du fer, se réalisent de *nouvelles générations de volumes nodulaires*. Ces nodules sphériques, de plus petite taille que les nodules relictuels de première génération, sont de moins en moins ferrugineux et présentent un faciès pédorelictuel plus marqué. Ils ont été définis comme des *nodules plasmiques* (BOULANGE, 1984) ou des *oolites* (PARRON et al., 1983).

Les premières dégradations sur place des cuirasses transforment donc des faciès *massifs* en faciès *bréchoïdes* puis *nodulaires* de plus en plus fins, par une succession de déferruginisations et de redistributions du fer. Mais comme chacune de ces déferruginisations n'affecte pas également l'ensemble des volumes nodulaires, il en résulte

que différents nodules, correspondant à des états minéralogiques structuraux différents, coexistent dans ces faciès nodulaires, qui deviennent ainsi très complexes.

### La poursuite des dégradations par la pisolitisation ferrugineuse

A la périphérie des différents types de nodules ferrugineux peuvent intervenir deux modes de cortification, qui transforment ces nodules en concrétions :

— Une *cortification par dégradation centripète* (FOLSTER, 1964 ; JONES, 1965 ; NICOLAS et BILDGEN, 1972 ; NAHON et al., 1977 ; MULLER et al., 1981 ; FRITSCH, 1984). A partir de la périphérie du nodule, le plasma à hématite alumineuse est mis en solution et le fer recristallise sur place, avec réorientation, en *goethite alumineuse*. Un cortex à plasma goethitique rubanné se développe ainsi de manière centripète aux dépens du cœur du nodule à plasma hématitique continu (NAHON, 1976). La transformation minéralogique du fer en un état plus substitué est donc ici à l'origine de *restructurations concentriques centripètes*, qui des nodules vont conduire à des concrétions, ou pisolites.

— Une *cortification par accréation centrifuge* (DU PREEZ, 1954 ; SHERMAN et KANEHIRO, 1954 ; BRUCKNER, 1957 ; ALEXANDER et CADY, 1962 ; FENSKE, 1964 ; FRANKEL et BAYLISS, 1966 ; MITSUCHI, 1976 ; FURUKAWA et al., 1976 ; ESWARAN et al., 1977). Le nodule accroît son volume en s'adjoignant à sa périphérie une ou plusieurs couches corticales aux dépens du plasma internodulaire qui l'entoure. Dans une cuirasse bauxitique on constate par exemple, à la périphérie de nodules, des migrations centrifuges de fer qui organisent des zones corticales concentriques aux dépens d'un plasma internodulaire hématitique et boehmitique (BOULANGE, 1984).

Pendant ou après ces cortifications se produisent des *dégradations* à l'origine de réseaux de fissures concentriques et radiales, qui transforment les pisolites en septarias (BREWER, 1964). Ces dégradations sont des *déferruginations* linéaires ou planaires qui progressent *concentriquement* dans les cortex, et *radialement* en discordance ou non sur le noyau et sur les cortex. Dans ces zones planaires, appelées septas, la déferrugination est suivie d'individualisation de goethite sinon de *gibbsite*, et de la *création de fissures*. La septarisation est donc analogue à une microbréchification, qui divise et peut aboutir à la fragmentation des pisolites.

La pisolitisation ferrugineuse est le *terme ultime de l'évolution glébulaire ferrugineuse*. Elle débute par la formation de cortex qui résultent de restructurations concentriques centripètes ou centrifuges, elles-mêmes liées ou non à un changement d'état minéralogique du fer. Elle peut s'achever par la formation de septas, qui microdivisent les pisolites par les déferruginisations planaires concentriques et radiales. Ainsi, transformations minéralogiques et transformations structurales s'enchaînent et se relaient remarquablement pour réaliser ces ultimes évolutions glébulaires.

### Les accumulations alumineuses postérieures aux accumulations ferrugineuses

Lors de l'évolution des faciès cuirassés massifs en faciès bréchoïdes, nodulaires puis pisolitiques, les *accumulations et les soustractions du fer*, qui contrôlent donc toutes ces formations structurales, *contrôlent également et précèdent les paragenèses des accumulations alumineuses*.

En effet, l'accumulation progressive du fer au sommet des altérites et dans les faciès cuirassés initiaux libère de l'aluminium en déstabilisant la kaolinite. Cet aluminium s'accumule ainsi relativement à l'état substitué, en *hématite alumineuse*. D'autre part, dans les plasmas alumino-ferrugineux à faible porosité et à concentration croissante en fer, on constate que l'oxyhydroxyde d'aluminium qui s'individualise et qui est stable est la *boehmite*. (VALETON, 1972 ; JEPSEN et al., 1974 ; PARRON et al., 1983 ; BOULANGE, 1984). En revanche, lors de la soustraction du fer précédemment accumulé, l'aluminium s'accumulera relativement sous forme de gibbsite.

Ainsi, dans les cuirasses ou les pisolites alumino-ferrugineux, les ultimes déferruginisations ne laisseront en place que des accumulations résiduelles d'aluminium, qui conserveront elles-mêmes des structures, créées par les seuls redistributions et changements d'état minéralogique du fer. De cette façon, les cuirasses pisolitiques alumineuses n'ont leur *concentration alumineuse révélée* et leur *structure pisolitique héritée*, qu'à la suite d'ultimes déferruginisations (BOULANGE et BOCQUIER, 1983 ; BOULANGE, 1984).

### Conclusion sur l'ensemble glébulaire

L'ensemble médian globulaire des latérites présente donc des *distributions ordonnées de plusieurs*

*faciès structuraux, minéralogiques et géochimiques*. Ces distributions résultent elles-mêmes de multiples transformations, dont la continuité et l'ordre permettent de définir des *suites évolutives structurales, minérales et géochimiques*, qui correspondent à une *différenciation en place*.

Cette différenciation en place de l'ensemble glébulaire est, d'une part structurale. Elle conduit des faciès massifs à différents faciès fragmentaires. Et cette évolution structurale est elle-même contrôlée par le fer, et plus particulièrement :

- pour les faciès massif, par sa *concentration* ;
- pour les faciès bréchoïdes et nodulaires par sa *redistribution* ;
- pour les faciès pisolitiques, par sa *redistribution* ou par son *changement d'état minéralogique*.

Cette différenciation en place est d'autre part *minéralogique*, et elle se définit par trois paragenèses :

— La *paragenèse à kaolinite*. Avec l'accumulation croissante du fer, notamment de bas en haut de l'ensemble glébulaire, les kaolinites sont de plus en plus substituées en fer. La cristallinité et la taille de ces *kaolinites ferrifères* diminuent jusqu'à leur dissolution complète dans certains cas.

— La *paragenèse ferrugineuse*. Elle débute soit par la *goethite*, soit plutôt par l'*hématite*, qui caractérise l'accumulation ferrugineuse absolue en milieu argileux kaolinitique à faible porosité. Avec les déstabilisations successives des kaolinites, l'hématite augmente sa substitution en aluminium. Puis cette *hématite alumineuse*, dominante vers la base de l'ensemble glébulaire, est progressivement remplacée vers le haut par la *goethite alumineuse*, qui est à son tour détruite et relayée par la formation de *goethite*.

— La *paragenèse alumineuse*. Dans les ensembles glébulaires bauxitiques à porosité élevée, comme dans les altérites, seule la gibbsite est stable (BOULANGE, 1984). Mais lors de l'accumulation ferrugineuse hématitique en milieu à faible porosité, c'est la *boehmite* qui se trouve stabilisée. Puis par la déferruginisation croissante vers le sommet des ensembles glébulaires à pisolites, la boehmite se déstabilise et la gibbsite se néoforme.

Ces suites évolutives minérales et structurales sont elles-mêmes contrôlées par des mécanismes géochimiques d'accumulation et de soustraction, qui se succèdent du bas vers le haut de l'ensemble glébulaire.

— L'*accumulation ferrugineuse est d'abord absolue, puis relative* par dissolution de la kaolinite (et des quartz). Les soustractions de silice et d'aluminium, après transfert, peuvent alimenter les néogenèses de kaolinite dans les altérites sous-jacentes.

— L'*accumulation alumineuse est principalement relative* et croissante par départ du fer précédemment accumulé. Les soustractions de fer, après transfert, peuvent alimenter les accumulations du sommet de l'altérite sinon de la base de l'ensemble glébulaire.

## LES MECANISMES DE LA DIFFERENCIATION DES ENSEMBLES MEUBLES RESIDUELS :

### LA DEGRADATION SUR PLACE DES ENSEMBLES GLEBULAIRES

Les cuirasses et les ensembles glébulaires sont très généralement surmontés par un ensemble d'horizons meubles, dans lesquels dominent la *kaolinite* et le *quartz*, associés en *diverses microstructures poreuses*. De tels horizons meubles peuvent également se localiser *sous les cuirasses*, qu'ils séparent ainsi des altérites (BOCQUIER et MULLER, 1974 ; LEPRUN, 1979 ; FRITSCH, 1984).

En comparant l'ensemble glébulaire et ces ensembles meubles inférieurs ou supérieurs, il existe très généralement à l'observation macroscopique de très *forts contrastes* entre les matériaux ferrugineux ou alumineux, grossiers et indurés de l'ensemble glébulaire et les matériaux argileux et quartzeux finement agrégés des ensembles meubles. Comme la limite entre ces ensembles est souvent abrupte et irrégulière, sinon soulignée par des concentrations de divers matériaux grossiers, dénommés « Stone line », les ensembles meubles supérieurs ont souvent été considérés comme des *recouvrements par des matériaux allochtones*. Cependant, certaines études pétrologiques récentes (NAHON, 1976 ; LEPRUN, 1979 ; MULLER et al., 1981 ; ROSELLO et al., 1983 ; CHAUVEL et al., 1983 ; FRITSCH, 1984), ont pu montrer l'existence de *filiations structurales et géochimiques* entre ces deux ensembles. Les *ensembles meubles résulteraient ainsi de la dégradation d'ensembles glébulaires*. Ils seraient *résiduels* de toute une succession de transformations minéralogiques et structurales, réalisées en place.

## Les transformations minéralogiques à l'origine des ensembles meubles

Les ensembles meubles résultent du développement et de la généralisation des transformations de dégradation, qui ont débuté au sein de l'ensemble glébulaire lors de la différenciation des volumes nodulaires (glébulaires) et de volumes internodulaires (interglébulaires). Ils correspondent à la *généralisation de volumes* (ou fonds matriciels) *interglébulaires*, par la disparition plus ou moins complète des volumes glébulaires.

Cette évolution, qui poursuit celle de la nodulation et de la pisolitisation est dominée par une *intense déferruginisation*.

— La *kaolinite*, libérée par le départ du fer des structures glébulaires indurées, voit sa *stabilité augmentée*. Elle s'accumule relativement avec les quartz résiduels. Cependant, une dissolution totale de la kaolinite a déjà pu être réalisée avant cette déferruginisation. Celle-ci n'engendrera alors, à son terme, qu'une unique *accumulation résiduelle des quartz*, qui paraîtront ainsi reposer en discordance sur l'ensemble glébulaire (NAHON, 1976).

— L'*hématite alumineuse*, encore présente au cœur des glébules, se déstabilise et peut se transformer en goethite progressivement moins alumineuse.

— La *goethite alumineuse* des cortex se dissout. Le fer recristallise en *goethite*, elle-même transitoire. Et l'aluminium de cette goethite substituée, comme l'aluminium déjà individualisé en gibbsite, pourraient participer, à des *néoformations de kaolinites*.

Lors de ces transformations minéralogiques, les structures des différents faciès glébulaires indurés sont détruits. Le squelette quartzueux résiduel et le plasma kaolinitique hérité et néoformé sont alors redistribués, et s'organisent en nouvelles microstructures meubles et poreuses.

## Les transformations microstructurales des ensembles meubles

De l'ensemble glébulaire aux horizons humifères superficiels, les évolutions sont principalement microstructurales. (LARUELLE, 1956 ; UEHARA et al., 1962 ; BENNEMA et al., 1970 ; ESWARAN, 1970 ; KUBIENA, 1970, LEPSH et BUOL, 1974 ; VERHEYE et STOOPS, 1975 ; ESWARAN et SYS, 1976 ; BREWER, 1977 ; CHAUVEL et al., 1977 ; ESWARAN et al., 1979 ; CAMBIER et PROST,

1981). Elles sont liées à la *poursuite de la déferruginisation et au développement des interventions biologiques*.

— Les *réorganisations microstructurales* ont d'abord pour origine la réorientation des kaolinites en milieu déferruginisé. De *nouveaux assemblages plasmiques* se réalisent en relation ou non avec le squelette quartzueux et les vides. Mais les redistributions du fer interviennent également dans la structuration de ces fonds matriciels, par la formation de *nodules diffus* non indurés (MULLER, 1977 ; ROSELLO et al., 1983), et surtout par la formation de *micronodules* (CHAUVEL, 1976), si caractéristiques de ces ensembles meubles résiduels (BEAUDOU et al., 1977 ; BUOL et ESWARAN, 1977 ; MOBERT et MIKONGA, 1977 ; ESWARAN, 1979).

— Ces microstructures sont elles-mêmes déstabilisées, vers la surface du sol, par déferruginisation. Il y a alors *disjonction entre le squelette quartzueux et le plasma kaolinitique*, qui peut migrer seul vers les horizons profonds (BOULET, 1974 ; CHAUVEL, 1976). Ainsi se différencient en surface, des horizons sableux ou des domaines lessivés, par accumulation relative du squelette, qui représente lui-même l'ultime résidu de toutes ces transformations géochimiques et structurales.

— Des *actions biologiques* interviennent de plus en plus intensément vers la surface, aussi bien dans les redistributions de matière que dans les transformations microstructurales.

Par leurs évolutions minéralogiques et structurales en filiation avec celles déjà initiée dans l'ensemble glébulaire, les ensembles meubles des latérites représentent donc bien d'ultimes matériaux résiduels, résultant de la *dégradation sur place des ensembles glébulaires*.

## CONCLUSIONS

### CARACTERES GENERAUX DE LA DIFFERENCIATION DES FORMATIONS LATERITIQUES

1 - L'analyse des principaux mécanismes intervenant dans la différenciation des latérites montre les possibilités générales de *filiations, aussi bien minérales que structurales*, à l'intérieur de chacun des ensembles et *entre les ensembles* de ces formations. La différenciation de ces ensembles peut se réaliser par des évolutions continues et principalement verticales des produits de l'altération

des roches sous jacentes. Cette différenciation des latérites peut donc être autochtone et litho-dépendante.

Les successions ordonnées de faciès, mises en évidence dans ces ensembles, résultent ainsi de l'enchaînement de diverses transformations en place, aussi bien minérales que structurales. Elles constituent des *suites évolutives minérales et structurales*, à différenciation croissante vers le sommet ou vers l'aval des formations.

Mais des variations dans l'ordre ou dans la vitesse de propagation de ces transformations, induisent des *discontinuités* dans ces successions de faciès et dans ces suites évolutives, qui révèlent alors les histoires si souvent complexes de ces formations latéritiques.

2 - Les suites évolutives les plus générales sont *contrôlées par deux mécanismes géochimiques principaux*, d'accumulation et de soustraction eux-mêmes à l'origine des principales paragenèses minérales des latérites (NAHON, 1976 ; PARRON et al., 1983 ; BOULANGE, 1984).

— Le premier mécanisme *dissout le quartz et la kaolinite*. Il garantit la stabilité des oxyhydroxydes du fer ou permet leur néoformation. Dans les formations bauxitiques, il garantit la stabilité ou la néoformation de la boehmite.

— Le deuxième mécanisme *dissout des oxydes et hydroxydes de fer*. Il garantit la stabilité du quartz et de la kaolinite ou permet leur néoformation. Dans les formations bauxitiques, il garantit la stabilité ou la néoformation de gibbsite.

Ces deux mécanismes, *distincts et opposés*, régissent la majorité des transformations étudiées. Ces deux mécanismes interviennent de manière sensiblement *synchrone* entre deux ensembles, deux horizons ou deux microstructures différentes et plus ou moins éloignées, par le jeu des transferts de matière.

3 - Le fer, par ses accumulations et ses soustractions successives, a lui-même un rôle géochimique déterminant dans le *contrôle des principales paragenèses minérales*.

— Son accumulation croissante dans les milieux plasmiques à faible porosité et son incorporation croissante dans le réseau de la *kaolinite*, permettent la *déstabilisation* de ce minéral, et dans les formations bauxitiques la *crystallisation de la boehmite*.

— Au contraire, les milieux de déferruginisation, particulièrement ceux des sommet de profils,

sont ceux de *l'accumulation de la kaolinite et de la cristallisation de la gibbsite*.

4 - Les paragenèses minérales, qui se succèdent et se relaient au cours de la différenciation d'une formation latéritique, définissent *quatre domaines successifs d'accumulation* :

— Un domaine inférieur *alumino-silicaté*, dans les altérites. Si le fer et l'aluminium individualisés jouent un rôle déterminant dans la conservation des textures et des structures originelles de la roche, ce sont les accumulations résiduelles ou illuviales de *kaolinite*, qui caractérisent également la majorité des altérites latéritiques.

— Un domaine médian inférieur, *ferrugineux*, lieu d'accumulation absolue puis relative d'*hématite* puis de *goethite* : ces deux constituants étant variablement substitués en aluminium.

— Un domaine médian supérieur, *alumineux*, révélé dans les formations bauxitiques par les déferruginisations, et dont le principal constituant est alors la gibbsite.

— Un domaine supérieur, résiduel, *alumino-silicaté* ou *siliceux*, où s'accumulent relativement la *kaolinite* et le *quartz*.

5 - Les principaux constituants secondaires de ces paragenèses minérales - kaolinite et oxyhydroxydes de fer et d'alumine - sont généralement *les mieux cristallisés* dès la base des altérites. Mais au cours de la différenciation des ensembles médian et supérieur, ces constituants sont affectés par des *transformations cristallogéniques successives*, qui les amènent progressivement à des *statuts de plus en plus substitués*, avant de changer d'état minéralogique. Ces différentes solutions solides mixtes et particulièrement celles où le fer s'incorpore au réseau des kaolinites ferrifères, ou celles où l'aluminium s'incorpore au réseau des hématites et des goethites alumineuses, représentent alors des *mémoires géochimiques* de ces transformations minérales.

6 - Ces transformations minérales, qui résultent de dissolutions sélectives, sont à l'origine à la fois d'une accumulation relative sur place de la phase résiduelle transformée, et d'une accumulation absolue après transfert des solutions. Ainsi une formation latéritique résulte elle-même de *successions complexes d'accumulations minérales relatives et absolues*. Et ces deux modes d'accumulation se réalisent, variablement disjoints et à tous les niveaux d'organisation, de l'échelle du cristal à celui des différents ensembles constituant une formation latéritique (BOCQUIER et al., 1983). Il devient d'ailleurs possible d'estimer quan-

titativement, sur des bases pétrographiques, les parts respectives des accumulations relatives et des accumulations absolues, dans la différenciation d'une formation latéritique (BOULANGE, 1984).

7 - A ces transformations minérales et aux transferts qui leurs sont liés, correspondent d'importantes *transformations structurales*, qui représentent également des suites évolutives. Quatre types de structures peuvent ainsi se succéder lors de la différenciation (NAHON, 1976).

— Les *structures héritées*. Dans les altérites, les altérations pseudomorphiques conservent les structures et les textures originelles des roches. Ces faciès isaltéritiques se maintiennent avec les accumulations absolues de kaolinite et de fer qu'elles accueillent (faciès isaltéro-illuviaux).

— Les *structures d'accumulation ferrugineuse*, sont généralement des structures massives. L'accumulation du fer détermine une disparition progressive des structures héritées et une diminution de volume (faciès cuirassés massifs).

— Les *structures de réorganisation* de l'accumulation ferrugineuse sont des structures de fragmentation sur place :

- par redistribution du fer (faciès bréchoïdes et nodulaires),
- par redistribution ou changement d'état minéralogique du fer : hématite-goethite, et, dans les formations bauxitiques de l'aluminium : boehmite-gibbsite (faciès pisolitiques).
- par déferruginisation, les structures nodulaires et pisolitiques sont détruites ; le squelette quartzeux et le plasma kaolinitique se réorganisent en microstructures meubles et poreuses.

— Les *structures de lessivage* résultent d'une soustraction de matière au sein des précédentes

structures d'accumulation et de réorganisation. Dans les ensembles meubles, elles succèdent à la disjonction du plasma et du squelette et correspondent alors à des faciès sableux résiduels.

8 - Ces structures sont elles-mêmes évolutives (NAHON, 1976). Les structures héritées isaltéritiques, comme les structures poreuses de lessivage peuvent jouer le rôle de structures d'accueil pour la kaolinite et les oxyhydroxydes. De nouvelles structures d'accumulation sont ainsi créées, qui, à leur tour, peuvent évoluer en structures de réorganisation puis de lessivage. Ainsi, des évolutions structurales constantes et répétées sont elles à l'origine de faciès complexes, de successions d'horizons alternativement massifs et nodulaires, voire de profils superposés comme dans certaines bauxites sur substrat carbonaté (PARRON et al., 1983).

9 - Ces transformations continues peuvent induire des *discontinuités* aussi bien structurales que minéralogiques, à tous les niveaux d'organisation. Ce sont par exemple les cortex des pisolites, les horizons meubles sous la cuirasse, ou bien certaines « stone line », qui sont des résidus grossiers de la transformation des cuirasses et qui apparaissent en discordance au sein d'ensembles meubles. Ainsi, les différents ensembles des formations latéritiques sont-ils eux-mêmes en filiation directe ou indirecte selon la présence ou non de ces discontinuités.

10 - En définitive, ce qui semble le mieux caractériser la différenciation des formations latéritiques, ce n'est pas la nature des constituants secondaires, qui coexistent également dans d'autres formations supergènes, mais plutôt la *variété et l'enchaînement des structures, que ces constituants réalisent à différents niveaux d'organisation.*

## BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDER L.T., CADY J.G. - 1962 - Genesis and hardening of laterites in soils. Soils Conserv. Ser., USDA, Washington, 1282, DC, 90 p.
- ALLEN V.T. - 1947 - Weathering of plagioclase feldspars to bauxite. Bull. Geol. Soc. Amer., 58, 12 : 1161-1162.
- ALLEN V.T. - 1948 - Bauxitization and resilication. Geol. Soc. America Bull., 59 : 1307 (dbs).
- ALLEN V.T. - 1952 - Petrographic relations in some typical bauxite and diasporite deposits. Bull. Geol. Soc. Am., 63 : 649-688.
- AUBERT G. - 1954 - Les sols latéritiques. Vth Intern. Congr. Soil Sci., Léopoldville, 1 : 103-118.
- BARROS-MACHADO A. de - 1983 - The contribution of termites to the formation of laterites. IIs. Intern. Seminar on Laterisation Processes. Sao Paulo, Brazil, A.J. Melfi et A. Carvalho (Ed.) 1983, p. 262-270.
- BEAUDOU A.G., CHATELIN Y. - 1978 - La pédoplasation dans certains sols ferrallitiques rouges de savane en Afrique Centrale. XIth Intern. Cong. Soil. Sci., Edmonton.
- 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.
- BENNEMA J. JONGERIJUS A., LEMOS R.C. - 1970 - Micromorphology of some oxic and argillic horizons in South Brazil in relation to weathering processes. Geoderma, 4, 3 : 333-355.
- BISDOM E.B.A., STOOPS G., DELVIGNE J., CURMI P., AL-TEMULLER H.J. (1982) - Micromorphology of weathering biotite and its secondary products. Pedologie, XXXII, 2 : 225-252.
- BLOT A. - 1980 - L'altération climatique des massifs de

- granite du Sénégal. Travaux et Documents ORSTOM, n° 114, 434 p.
- BLOT A., LEPRUN J.C., PION J.C. - 1976 - Originalité de l'altération et du cuirassement des dykes basiques dans le massif de granite de Saraya (Sénégal Oriental). Bull. Soc. Géol. France, XVIII, 1 : 45-49.
- BOCQUIER G., BOULANGE B., ILDEFONSE P., NAHON D., MULLER D. - 1981 - Transfers, accumulations modes, mineralogic transformations and complexity of historical development in lateritic profiles. Seminar on Laterisation Processess, Sao-Paulo, Brazil. A.J. Melfi et A. Carvalho, 1983, p. 331-343.
- BOCQUIER G., MULLER J.P. - 1973 - Les coupes du chemin de fer Transcamerounais entre Belabo et Ngaoundéré. Reconnaissance pédologique. Multigr., ORSTOM Yaoundé, 29 p., côte P. 196.
- BOESMAN E., SHOEMAKER D. - 1961 - Résonance paramagnétique de l'ion  $Fe^{3+}$  dans la kaolinite. CR Acad. Sci., Paris, 252, D, p. 1931-1933.
- BONIFAS M. - 1959 - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mem. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine, 17, 159 p.
- BOULANGE B., DELVIGNE J., ESCHENBRENNER V. - 1973 - Description morphoscopiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte d'Ivoire. Cah. ORSTOM, sér. Géol., V, 1 : 59-81.
- BOULANGE B., BOCQUIER G. - 1983 - Le rôle du fer dans la formation des pisolites alumineux au sein des cuirasses bauxitiques latéritiques. Sci. Géol., Mém., 72, 2 : 29-36.
- BOULANGE B. - 1984 - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. Trav. et Docum., ORSTOM, 175, 363 p.
- BOULET R. - 1978 - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibres dynamiques et bio-climatiques. Mém. ORSTOM, 85, 272 p.
- BOURGEAT F. - 1972 - Sols sur socle ancien à Madagascar. Type de différenciation et interprétation chronologique au cours du Quaternaire. Mém. ORSTOM, 57, 335 p.
- BREWER R. - 1964 - Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley and Sons, New-York, Sydney, 470 p.
- BREWER R. - 1977 - Micromorphology of a euzochem from Talavera, Queensland. CSIRO, Div. Soils, Rep., 18 : 1-15.
- BRUCKNER W.D. - 1957 - Laterite and bauxite profiles of West-Africa as an index of rythmical climatic variations in the tropical belt. Ecol. Geol. Helv., Lausanne, 50, 2 : 239-256.
- BUOL S.W., ESWARAN H. - 1977 - Micromorphology of oxisols. Proc. Vth Internat. Meet. Soil Micromorph., Grenade, p. 325-347.
- CAMBIER P., PROST R. - 1981 - Etude des associations argile-oxyde : Organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. Agronomie, 1, 9 : 713-722.
- CAMPBELL J.M. - 1917 - Laterite : its origin, structure and minerals. Min. Mag., 17 : 67-77, 120-128, 171-179, 220-229.
- CANTINOLLE P., DIDIER P., MEUNIER J.D., PARRON C., GUENDON J.L., BOCQUIER G., NAHON D. - 1984 - Kaolinites ferrifères et oxyhydroxydes de fer et d'alumine dans les bauxites des canonnets (SE de la France). Clay Minerals, 19 : 125-135.
- CHATELIN Y. - 1972 - Les sols ferrallitiques : historique, développement des connaissances et formation des concepts actuels. Init. Doc. Techn., ORSTOM, Paris, 20, 98 p.
- CHATELIN Y. - 1974 - Les sols ferrallitiques. L'altération. Init. Doc. Techn., ORSTOM, Paris, 24, 144 p.
- CHAUVEL A. - 1977 - Recherches sur les transformations des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Evolution et réorganisation des sols rouges en Moyenne Casamance. Trav. Doc., ORSTOM, 62, 543 p.
- CHAUVEL A., BOULET R., JOIN P., BOCQUIER G. - 1983 - Aluminium and iron oxyhydroxyde segregation in nodules of latosols developed on tertiary sediments (Barreiras Groups), Near Manaus (Amazon Basin), Brazil. Ild Intern. Seminar on laterisation processes Sao Paulo, Brazil, A.J. Melfi et A. Carvalho (Ed.), p. 508-526.
- CHAUVEL A., BOCQUIER G., PEDRO G. - 1977 - La stabilité et la transformation de la microstructure des sols rouges ferrallitiques de Casamance (Sénégal). Analyse microscopique et données expérimentales. Vth Internat. Meet. Soil. Micromorph. Grenade, p. 779-813.
- COLIN F. - 1984 - Etudes pétrologiques des altérations des pyroxènes du gisement nickelifère de Niquelandia. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Poitiers, 120 p.
- COLLINET J. - 1969 - Contribution à l'étude des « stone-lines » dans la région du Moyen-Ogooué (Gabon). Cah. CORRENS C.W. - 1961 - The experimental chemical weathering of silicates. Clay Miner. Bull. 4 : 249-265.
- CRAENE R. de - 1956 - La signification pédologique de la « stone-line » et ses relations avec la géomorphologie. L'encroûtement quartzeux. 6<sup>e</sup> Congr. Intern. Sci. Sol, Paris, A, 134.
- DELVIGNE J. - 1965 - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Mém. ORSTOM, 13, 117 p.
- DELVIGNE J., BISSDOM E.B.A., SLEEMAN J., STOOPS G. - 1979 - Olivines, their pseudomorphs and secondary products. Pedologie, XXIX, 3 : 247-309.
- DELVIGNE J., MARTIN H. - 1970 - Analyse à la microsonde électronique de l'altération d'un plagioclase en kaolinite par l'intermédiaire d'une phase amorphe. Cah. ORSTOM, sér. Géol., II, 2 : 259-295.
- DHOORE J. - 1954 - L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. INEAC, Bruxelles, Bull. 62, 132 p.
- DIDIER P. - 1983 - Paragenèses à oxydes et hydroxydes de fer dans les bauxites et les cuirasses ferrugineuses. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ., Poitiers.
- DIDIER P., PERRET D., TARDY Y., NAHON D. - 1983 - Equilibres entre kaolinites ferrifères, goethites alumineuses et hématites alumineuses dans les systèmes cuirassés. Rôle de l'activité de l'eau et de la taille des pores. Sci. Géol. Bull., (sous presse).
- EMBRECHT J., STOOPS G. - 1982 - Microscopical aspects of garnet weathering in a humid tropical environment. J. Soil. Science, 33 : 535-545.
- ERHART H. - 1951 - Sur l'importance des phénomènes biologiques dans la formation des cuirasses ferrugineuses en zone tropicale. CR Acad. Sci., Paris, 233, 15 : 804-806.
- ESWARAN H. - 1972 - Micromorphological indicators of pedogenesis in some tropical soils derived from basalt from Nicaragua. Geoderma, 7 : 15-31.
- ESWARAN H. - 1979 - The alteration of plagioclases and augites under differing pedo-environmental conditions. J. Soil Sci., 30, 3 : 547-555.
- ESWARAN H. - 1979 - Micromorphology of oxisols. Proc. IInd Int. Workshop on soil classif., Thailand, p. 61-72.
- ESWARAN H., DE CONNINCK F. - 1971 - Clay mineral formations and transformation in basaltic soils in tropical environments. Pedologie, 21, 2 : 181-210.
- ESWARAN H., LIM C.H., SOORYANARAYANAN V., DAUD N. - 1977 - Scanning electron microscopy of secondary minerals in Fe-Mn glauconites. Proc. Vth Internat. Meet. Soil Micromorph., Grenade, p. 851-885.
- ESWARAN H., SYS C. - 1976 - Micromorphological and mineralogical properties of the Quoin Hill toposequence. Pedologie, XXVI, 3 : 280-291.
- ESWARAN H., YEOW YEW HENG - 1976 - The weathering of biotite in a profile on genesis in Malaysia. Geoderma 16 : 9-20.
- ESWARAN H., WONG CHAW BIN - 1977 - A study of deep weathering profile on granite in peninsular Malaysia. III. Alteration of feldspars. Soil Sci. Soc. Amer. J., 42, 1 : 154-157.
- ESWARAN H., WAMBEKE A., BEINROTH F.H. - 1979 - A

- study of some Highly Weathered soils of Puerto Rico. Microphological Properties. *Pedologie*, XXIX, 2 : 139-162.
- FAUCK R. - 1971 - Contribution à l'étude des sols des régions tropicales : Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique Occidentale. *Mém. ORSTOM* 61, Paris, 259 p.
- FENSKE P.R. - 1964 - The origin and significance of concretions. *Dissert. Abstr.*, XXV, 1 : 408-409.
- FITZPATRICK R.W., SCHWERTMANN N. - 1982 - Al - Substituted goethite - An indicator of pedogenetic and other weathering environments in South Africa. *Geoderma*, 27 : 335-347.
- FLACH W., CADY J.G., NETTLETON W.D. - 1968 - Pedogenetic alteration of highly weathered parent materials. *Trans. 9 th Intern. Congr. Soil Sci.*, IV, p. 343-351.
- FOLSTER H., - 1964 - Die Verteilung von Hämatit und Goethit in Pisolith lateriten der Äquatorialprovinz, Republik Sudan. *8 th. Intern. Congr. Soil. Sci.*, Bucarest. II, p. 1325-1330. *Petrol.*, 36, 1 : 193-201.
- FRANKEL J.J., BAYLISS P. - 1966 - Ferruginized surface deposits from Natal and Zululand, South Africa. *J. Sedim. Petrol.*, 36, 1 : 193-201.
- FRITSCH E. - 1984 - Les transformations d'une couverture ferrallitique : Analyse minéralogique et structurale d'une toposéquence sur schistes en Guyane Française. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Université Paris VII, 188 p.
- FRITZ B., TARDY Y. - 1973 - Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application à la genèse des podzols et des bauxites. *Sci. Géol.*, Bull., 26, 4 : 339-367.
- FURUKAWA H., HANDAWELLA J., KYUMA K., KAWAGUCHI X. - 1976 - Chemical, mineralogical and micromorphological properties of glaeboles in some tropical lowland soils. *SE Asian Stud.*, Jap. 14, 3 : 365-388.
- GARDNER L.R. - 1970 - A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite. *Am. Mineralogist.*, 55 : 1380-1389.
- GARRELS R.M. - 1960 - Mineral equilibria at low temperature and pressure. *Harpers and Brothers Ed.*, New-York, 254 p.
- GARRELS R.M., CHRIST C.L. - 1965 - Solutions, minerals and equilibria. *Harpers and Row*, New York, 450 p.
- GENSE C. - 1976 - L'altération des roches volcaniques basiques sur la côte orientale de Madagascar et à la Réunion. Thèse Doc. Sci., Strasbourg, 176 p.
- GEZE B. - 1942 - Observations sur les sols du Cameroun Occidental. *Ann. Agron.*, 1 : 103-131.
- GILKES R.J., SUDDHIPRAKARN A.L. - 1979 - Biotite alteration in deeply weathered granite. I. Morphological mineralogical and chemical properties. *Clays and Clay Miner.*, 27, 5 : 349-360.
- GILKES R.J. - SUDDHIPRAKARN A.L., ARMITAGE T.M. - 1980 - Scanning electron microscope morphology of deeply weathered granite. *Clays and Clay Miner.*, 28, 1 : 29-34.
- GOPALASWAMY V., NAIR C.K.N. - 1973 - Contribution to the micromorphology of the laterite rocks of Kerala (India). *Indian J. Agric. Chem.*, 6, 2 : 63-72.
- GOUDIE A. - 1973 - Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. *Oxford Univ. Press.*, 174 p.
- GRANDIN G. - 1976 - Aplanissements cuirassés et enrichissements des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. *Mém. ORSTOM*, 82, 275 p.
- HARRASOWITZ H. - 1926 - Laterit. *Fortschr. Geol. Paleontol.*, 4 : 253-266.
- HARRISON J.B. - 1937 - The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. *Imp. Bur. Soil. Sci. Harpenden*, 79 p.
- HEINZELIN de J. - 1965 - Observations sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. *INEAC, Bruxelles, sér. Sci.*, 64.
- HELGESON H.R. - 1968 - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. I. Thermodynamic relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32 : 853-857.
- HERBILLON A.J., MESTDAGH M.M., VIELVOYE L., BEROUANE E.G. - 1976 - Iron in kaolinite with special reference to kaolinite from tropical soils. *Clay Miner.* II, 3 : 201-220.
- HOORE J. d' - 1954 - L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. *INEAC Publ., sér. Sci.*, 62, Bruxelles, 132 p.
- JANOT C., GIBERT H., GRAMMONT K. de, BIAIS R. - 1971 - Etude des substitutions Al-Fe dans les roches latéritiques. *Bull. Soc. fr. Miner. Cristallogr.*, Paris. 94 : 367-380.
- JEPSEN K., SCHELLMANN W. - 1974 - Über den Stoffbestand und die Bildungsbedingungen der Bauxitlagerstätte Weipe Australien. *Geol. Jahrb. D.*, 7 : 19-106.
- JONES H.A. - 1965 - Ferruginous oolites and pisolites. *J. Sedim. Petrol.*, 35, 4 : 838-845.
- KITTRICK J.A. - 1966 - Free energy of kaolinite from solubility measurements. *Am. Min.*, 51 : 1457-1466.
- KITTRICK J.A. - 1966 - The free energy of formation of gibbsite and Al(OH)<sub>3</sub> from solubility measurements. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30, 5 : 595-598.
- KORJINSKI D.S. - 1965 - The theory of system with perfectly mobile components and processes of minerals formation. *Amer. J. Sci.*, 263 : 193-205.
- LACROIX A. - 1914 - Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leurs sont associés. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Paris*, 1913, sér. 5, V : 255-356.
- LAMOTTE M., ROUGERIE E.G. - 1962 - Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 13 : 145-160.
- LAPORTE G. - 1962 - Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée COMILOG. *IRSC, Brazzaville*, multigr. 149 p.
- LARUELLE J. - 1956 - Quelques aspects de la microstructure des sols du nord-est du Congo Belge. *Pédologie*, 6 : 38-67.
- LELONG F. - 1969 - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française). *Sci. de la Terre, Mém.*, Nancy, 14, 188 p.
- LENEUF N. - 1959 - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Doc. Sci., Paris, 210 p.
- LEPRUN J.C. - 1971 - Première observation sur les toposéquences à amont cuirassé en Haute-Volta Orientale. Rôle de la pédogenèse dans la destruction des cuirasses et le façonnement des modelés. *Bull. Liaison Thème B, Multigr. ORSTOM*, 2 : 39-53.
- LEPRUN J.C. - 1979 - Les cuirasses ferrugineuses des Pays cristallins de l'Afrique de l'Ouest sèche. Genèse, transformation, dégradation. *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 58, 224 p.
- LEPRUN J.C., NAHON D. - 1973 - Cuirassements ferrugineux autochtones sur deux types de roches. *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris XV*, 3-4 : 356-361.
- LEPSCH I.F., BUOL S.W. - 1974 - Investigations in an Oxisol-Ultisol toposéquence in Sao Paulo State, Brazil. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, 38 : 491-496.
- LEVEQUE A. - 1976 - Pédogenèse sur le socle granito-gneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XIV, 1 : 63-72.
- MAIGNIEN R. - 1958 - Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique Occidentale). *Mém. Serv. Carte Géol. Als-Lorr., Strasbourg*, 16, 239 p.
- MALDEN P.J., MEADS R.E. - 1967 - Substitution by iron in kaolinite. *Nature*, 215 : 844-846.
- MANCEAU A. - 1984 - Localisation du nickel dans les phyllosilicates. Application aux minerais de nickel de Nouvelle Calédonie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Université Paris VII, 103 p.
- MCNEIL M. - 1974 - Lateritic soils in : *Plant Earth*. Reading Sci. Am., San Francisco, W.H. Freeman, 219-226.
- MENDELOVICI E., YARIN Sh., WILLABA F. - 1979 - Alumi-

- nium bearing goethite in Venezuelan laterites. *Clays and Clay Miner.*, 27, 5 : 368-372.
- MESTDAGH M.M., VIELVOYE L., HERBILLON A.J. - 1980 - Iron in kaolinite. II. The relationship between kaolinite crystallinity and iron content. *Clay Miner.*, 15, 1 : 1-14.
- MICHARD G., FOUILLAC C. - 1974 - Evaluation des transferts d'éléments au cours des processus d'altération des minéraux par les fluides. *CR Acad. Sci.*, 273 : 2725-2729.
- MILLOT G. - 1964 - Géologie des argiles. Masson Ed., Paris, 499 p.
- MILLOT G. - 1981 - Weathering sequences. « Climatic » planations. Leveled surfaces and paleosurfaces. VIIth. Intern. Clay Conf., Bologne et Paire, Develop. in Sedim., 35 : 585-593.
- MILLOT G., BONIFAS M. - 1955 - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, 8, 1 : 3-20.
- MITSUCHI M. - 1976 - Characteristics and genesis of nodules and concretions occurring in soils of the R. Chinit area, Kompong Thom Province, Cambodia. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 22, 4 : 409-421.
- MOBERG J.P., MMKONGA A.A. - 1977 - Content of stable micropeds in tropical soils. In : Abstracts of Pap. Clamrops. Conf. on Classif. and Manag. of Tropical Soils, Kuala Lumpur, Malaysia, August 1977, 13.
- MOHR J. et BAREN F. Van - 1954 - Tropical soils. *Interscience Pub.*, London, 498 p.
- 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. - 1977 - Microstructuration des structichrons rouges ferrallitiques, à l'amont des modèles convexes (Centre Cameroun). Aspects morphologiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XV, 2 : 25-44.
- MULLER J.P., BOCQUIER G. - à paraître - Mineralogical and microstructural transformations during lateric Fe-Nodule formation. Formation and dissolution of Fe-Kaolinite in the mesure of hematite and the crystallization of goethite geods.
- MURAD E., SCHWERTMANN U. - 1983 - The influence of aluminium substitution and crystallinity on the Mössbauer spectra of goethite. *Clay Miner.*, 18 : 301-312.
- NAHON D. - 1976 - Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs. Géochimie, structures, relais et coexistence. *Sci. Géol.*, Strasbourg, Mém., 44, 232 p.
- NAHON D., BOCQUIER G. - 1983 - Petrology of elements transfers in weathering and soil systems. *Sci. Geol.*, Mém., 72 : 111-1243.
- NAHON D., COLIN F. - 1982 - Chemical weathering of orthopyroxenes under lateric conditions. *Amer. J. Sci.*, 282 : 1232-1243.
- NAHON D., JANOT C., KARPOFF A.M., PAQUET H., TARDY Y. - 1977 - Mineralogy, petrography and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the western part of Nigeria. *Geoderma*, 19, 4 : 263-278.
- NAHON D., JANOT C., PAQUET H., PARRON C., MILLOT G. - 1979 - Epigénie du quartz et de la kaolinite dans les accumulations et cuirasses ferrugineuses superficielles. La signification des goethites et hématites aluminieuses. *Sci. Géol., Bull.*, 32, 4 : 165-180.
- NICOLAS, BILDGEN P. - 1972 - Observations sur la genèse des pisolites des formations bauxitiques à mur karstique du SE de la France, en liaison avec les phénomènes de deferrification qui les affectent. Exemple des Alpilles (Bouches du Rhône). *CA Acad. Sci.*, Paris, 274. D, 26 : 3496-3499.
- NORRISH K., TAYLOR R.M. - 1961 - The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. *J. Soil Sci.*, 12, 2 : 294-306.
- NORTON S.A. - 1973 - Laterite and bauxite formation. *Econ., Geol.*, 68, 3 : 353-361.
- NOVIKOFF A. - 1974 - L'altération des roches dans le massif du Chaillu (République Populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zones ferrallitiques. Thèse *Sci. Nat.*, Strasbourg, multigr. 300 p.
- NYE P.H. - 1955 - Some soil-forming processes in the humid tropics. IV. The action of the soil fauna. *J. Soil Sci.*, 6, 1 : 73-83.
- OJANUGA A.G. - 1973 - Weathering of biotite in soils of a humid tropical climate. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37 : 644-646.
- OJANUGA A.G., WIRTH K. - 1977 - Threefold Stonelines in Southwestern Nigeria : Evidence of Cyclic Soil and Landscape Development. *Soil Sci.*, 123, 4 : 249-257.
- PARRON C., GUENDON J.L., BOULANGE B., BOCQUIER G. - 1983 - Evolutions minérales et microstructurales des bauxites du Midi de la France. Mécanismes de la bauxitisation sur substrat carbonaté. CNRS-ATP Géochimie et Métallogénie, Rapport Scientifique, 51 p.
- PEDRO G. - 1964 - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse *Sci. Nat.*, Paris, 344 p.
- PERINET G., LAFONT R. - 1973 - Sur les techniques radio-cristallographiques adaptées à l'étude minéralogique des bauxites. *CR Acad. Sci.*, D, Paris, 276 : 1933-1935.
- PINTO O.C.B., YAHNER J.E., ROTH C.B. - 1972 - Natureza e formação de caulinita em forma de pseudomica, em solos de Viçosa, Minas Gerais. *Experientia*, 13, 12 : 383-421.
- PLOEY J. de - 1964 - Nappes de gravats et couvertures argilo-sableuses au Bas-Congo ; leur genèse et l'action des termites. In : *Etudes sur les Termites Africains* (Coll. Intern. 1964), Univ. de Lovanium, Léopoldville, A. Bouillon Ed., et de l'Université, Léopoldville, 399-414.
- PREEZ J.W. du - 1949 - Laterite : A general discussion with a description of Nigerian occurrence. *Bull. agric. Congo Belge*, XI, 40, 1 : 53-66.
- PREEZ J.W. du - 1954 - Notes on the occurrence of oolites and pisolites in Nigerian laterites. *Congr. Géol. Int.*, 19, Alger, 1952, 21 : 163-169.
- PRESCOTT J.A., PENDLETON R.L. - 1952 - Laterite and lateritic soils. *Commonwealth Bur. of Soil Sci. techn. comm.* 47, London.
- PULLAN R.A. - 1967 - A morphological classification of lateritic iron-stones and ferruginised rocks in Northern Nigeria. *Niger. J. Sci.* - (1967), 2 : 161-174.
- RENGASAMY P., MURTI G.S.R., SARMA U.A.K. - 1975 - Isomorphous substitution of iron for aluminium in some soils kaolinites. *Clays and Clay Miner.*, 23, 3 : 211-214.
- RIQUIER J. - 1969 - Contribution à l'étude des « stone-lines » en région tropicale et équatoriale. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1 : 71-112.
- ROBIE R.A., WALDBAUM D.R. - 1968 - Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298° 15 K (25° C) and one atmosphere (1013 bars) pressure and at higher temperatures. *Geol. Surv.*, Washington, 1259, 256 p.
- ROSELLO V., MULLER J.P., ILDEFONSE Ph., BOCQUIER G. - 1982 - Analyse de transformations structurales et minéralogiques, par altération et pédogenèse, d'une migmatite de l'Est du Cameroun. *Ann. Fac. Sci. Yaoundé, Cameroun*, IV, 1, 1 : 7-34.
- RUHE R.V. - 1959 - Stone-lines in soils. *Soil. Sci.*, 87 : 223-231.
- SANCHES FURTADO A.F.A. - 1968 - Altération des granites dans les régions intertropicales sous différents climats. *Proc.*, 9 th Int. Congr. Soil Sci., IV : 403-409.
- SARAZIN G., ILDEFONSE Ph., MULLER J.P. - 1982 - Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferrallitique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46 : 1267-1279.
- SCHMIDT-LORENZ R. - 1964 - Zur mikromorphologie der eisen- und aluminiumoxydanreicherung beim tommin-

- ralabbau in lateriten Keralas und Ceylons. In : Proc., II<sup>nd</sup> Working Meeting on Soil Micromorph. Jongerius (Ed.), Elsevier, Amsterdam, p. 279-289.
- SCHMIDT-LORENZ R. - 1975 - Evidence from South-Indian laterites (BUCHANAN - 1807) ; corroborated by phenomena observed in Africa, South-America and in Europe too, substantiated by phenomena that lateritization alias plinthitization is a specific soil forming process. Joint Meeting of Commissions I, IV, V, VI of Intern. Soc. Soil Sci., « Savannah soils of the Sub-humid and Semi-arid Regions of Africa and their Management », Ghana.
- SEGALEN P. - 1956 - Etude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar. Mém. Inst. Sci., Madagascar, D, 8, 182 p.
- SEGALEN P. - 1969 - Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., VII, 1 : 113-132.
- SHERMAN G.D., KANEHIRO Y. - 1954 - Origin, and development of ferruginous concretions in Hawaiian latosols. Soil. Sci., 77, 1-8.
- SIVARAJASINGHAM G., ALEXANDER L.T., CADY J.G., CLINE M.G. - 1962 - Laterite. Advan. Agro., 14 : 1-60.
- SOUSA E.C., ESWARAN H. - 1975 - Alteration of mica in the saprolite of a profile from Angola. A morphological study. Pédologie, XXV, 2 : 71-79.
- STOOPS G. - 1967 - Le profil d'altération au Bas-Congo (Kinshasa). Pédologie, 17, 1 : 60-105.
- STOOPS G. - 1968 - Micromorphology of some characteristics soils of lower Congo (Kinshasa). Pédologie, 18, 1 : 110-149.
- SYS C. - 1955 - The importance of termites in the formation of latosols. Sols Afr., 3 : 392-395.
- SYS C. - 1965 - Tropical soils, their formation, classification, survey and utilization. Intern. Train. Centre Post-Graduate. Soil Sci., Ghent, Belgique, 203 p.
- TARDY Y. - 1969 - Géochimie des altérations, étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. Serv. Carte géol., Als.-Lorr., Strasbourg, 31, 199 p.
- THIEL R. - 1963 - Zum system  $\alpha\text{FeOOH}$  —  $\alpha\text{AlOOH}$ . Z. anorg. allg. Chem., Hambourg, Liebig, 326 : 70-78.
- TRESCAZES J.J. - 1975 - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélicifères (Nlle Calédonie). Mém. ORSTOM, Paris, 78, 259 p.
- UEHARA G. F CH K.W., SHERMAN G.D. - 1962 - Genesis and micromorphology of certain soils structural types in Hawaiian latosol and their significance to agricultural practice. Int. Soc. Soil Sci., trans. Comm., V : A7 : 3-7. Palmerston North, New Zealand.
- VALETON I. - 1972 - Bauxites. Developments in Soil Science. Elsevier Publ. Cie., Amsterdam, 226 p.
- VERHEYE W., STOOPS G. - 1975 - Nature and evolution of soils developed on the granite complex in the subhumid tropics (Ivory Coast). II. Micromorphology and mineralogy. Pedologie, XXV, 1 : 40-55.
- VOGT J., VINCENT P.L. - 1966 - Terrains d'altération et de recouvrement en zone intertropicale. A. Le complexe de la stone-line. Mise au point. B. Les formations meubles superficielles au Sud du Congo et du Gabon. Bull. BRGM, 4 : 3-111.
- WACKERMANN J.M. - 1975 - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale humide. Etude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal Oriental. Conséquences pour la cartographie et la prospection. Thèse Sci. Nat., Strasbourg, 373 p.

Association Française pour l'Etude du Sol

# LIVRE JUBILAIRE DU CINQUANTENAIRE

**1934**



**1984**

PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS

- DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE,
- DE L'INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE AGRONOMIQUE,
- DE L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION (O.R.S.T.O.M.), et
- DE LA MISSION INTERMINISTERIELLE DE L'INFORMATION SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE (MIDIST).