

F 50 / 10

LE POINT SUR...

CONCISE REVIEW
PAPER

GÉOSCIENCES DE SURFACE/
SURFACE GEOSCIENCES
(PÉDOLOGIE/PEDOLOGY)

N° 1

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 322, série II a,
p. 1 à 16,
1996

Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial

Yves Lucas, Daniel Nahon, Sophie Cornu et Frédérique Eyrolle

Y. L. et F. E. : Université de Toulon-Var,
BP n° 132, 83957 La Garde, France
(laboratoires : Y. L. : LEPI ;
F. E. : RCMO) ;

D. N. et S. C. : CEREGE,
BP n° 67, 13762 Les Milles Cedex,
France.

Résumé La genèse des sols en milieu équatorial présente une forte composante biologique. La structure générale des profils ferrallitiques s'explique par le recyclage biologique des principaux éléments intervenant dans les équilibres minéraux-solutions, et la plupart des minéraux secondaires des sols ferrallitiques sont en rééquilibrage constant avec les conditions du milieu. La genèse des podzols est liée à une exportation précoce des composés organo-métalliques formés dans les horizons de surface, dépendante de la dynamique de l'eau à l'échelle des systèmes.

Mots-clés : Pédogenèse, Sols ferrallitiques, Podzols, Biogéochimie, Amazonie.

Abstract Soil genesis and dynamics in equatorial areas

The soil genesis in the equatorial areas is greatly controlled by the biological activity. The ferrallitic soil profiles depend on the biological cycling of the elements that acts on the mineral-solution reactions. Most of the secondary minerals suffer a permanent disequilibrium by precipitation-dissolution, and reflect the local physico-chemical conditions. The podzols develop when the organo-metallic compounds formed in the topsoil are leached out of the system before their microbial degradation. This depends on the water dynamics in the system.

Keywords: Pedogenesis, Oxidic soils, Spodic soils, Biogeochemistry, Amazonia.

Abridged
English
version

MOST soils in the humid tropics are ferrallitic, also called ferralsols or oxisols. They are highly weathered, composed of residual, poorly weatherable primary minerals as quartz, and secondary newly generated minerals, mainly kaolinite, gibbsite, goethite and hematite. These soils are situated at the end of a climatic and geochemical sequence (Pédro, 1968). The spatial distribution of the secondary minerals is generally interpreted as a function of their stability in aqueous solutions. As the water percolates in soils, the solution-mineral reactions lead to a progressive increase of the Fe, Si, Al and other elements concentrations in the soil solution, and saturation is reached successively in goethite, gibbsite, kaolinite, Fe-smectites, Fe-Al smectites, calcite, Mg-smectites (Fritz, 1975; Fritz and Tardy, 1976; Fouillac and Michard, 1977; Lasa-

ga, 1984; Ambrosi, 1990). The higher the volume of water percolating the profile is, the lower the soil solution concentrations are. In this frame, the expected secondary soil minerals in equatorial areas are gibbsite and kaolinite associated with Fe oxi-hydroxides, and the expected soil structure is aluminous gibbsitic horizons in the topsoil, overlying more siliceous, kaolinitic horizons. Actually, this soil structure is rarely observed. When gibbsitic horizons are observed, they are situated beneath more kaolinitic horizons, either as gibbsitic saprolite, nodular or bauxitic horizons, or just as gibbsite accumulations in a kaolinitic matrix (Goldman, 1955; Leneuf, 1959; Delvigne, 1965; Sieffermann, 1969; Novikoff, 1974; Dennen and Norton, 1977; Kobisek and Lucas, 1988; Lucas *et al.*, 1986, 1989). Most of these profiles have formed in

Note

Rédigée à l'invitation
du Comité de lecture.

remise le 22 novembre 1995,
acceptée le 11 décembre 1995.

ORSTOM Documentation



010004553

1250-8050/96/03220001 • \$ 2 00 © Académie des Sciences

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: BX 4553 Ex. 1

situ (Lecomte, 1985; Colin, 1991; Butt, 1992; Boulet *et al.*, 1993). This sets the problem of the apparent stability of the kaolinite in the topsoil horizons, where thermodynamic considerations predict gibbsite.

Another problem is the frequent association of ferrallitic soils with podzols, also called spodosols (Baker, 1960; Klinge, 1965; Brammer, 1973; Volkoff, 1985; Brabant, 1987; Schwartz, 1988). Podzols are characterized by thick, sandy horizons only composed of residual, poorly weatherable primary minerals, mainly quartz. Podzols often develop from the same parent rock as the associated ferrallitic soils (Turenne, 1977; Lucas *et al.*, 1984; Veillon, 1990; Dubroeuq *et al.*, 1987, 1991; Boulet, 1993). Why do podzols or ferrallitic soils develop in the same area from the same parent material?

Some responses to these questions are given by recent studies from the Manaus area, Brazil, and from French Guyana.

PRESENCE OF KAOLINITE ON TOPSOIL HORIZONS OF FERRALLITIC SOILS

The plateau ferrallitic soils of the Manaus area consist of a 3- to 8-m thick kaolinitic clay overlying a more gibbsitic 3-m thick nodular or bauxitic horizon (fig. 1). These soils were formed by a progressive desilicification of the sandy-clay parent sediment (Irion, 1984; Lucas, 1989; Kobilsek and Lucas, 1988). Gibbsite is currently formed underneath the thick kaolinitic upper horizon. The progressive vertical variation of the kaolinites shape, size, crystallography, and crystal chemistry attests the *in situ* geochemical differentiation of the whole profile (Irion, 1984; Lucas, 1989; Kobilsek and Lucas, 1988). As an example, the infra-red spectra of the kaolinites along the profile (fig. 2) indicate a progressive change in their crystalline structure along the profile. Such a progressive variation is also observed for the kaolinites $\delta^{18}\text{O}$ values along the profile, which are in the range of the $\delta^{18}\text{O}$ values in present percolating waters (Giral *et al.*, 1992). The kaolinite being different at each level, they cannot be relics of deep processes, brought to the surface as the profile evolves. On the contrary, kaolinites are renewed at each level of the profile, suffering a permanent disequilibrium by precipitation-dissolu-

tion. As the balance of these opposite processes preserves a kaolinitic material, this latter is in a dynamic equilibrium.

The problem of the permanency of this kaolinitic material in the upper horizons is solved when considering the effect of vegetation on the geochemical cycling of the elements that act on the mineral-solution reactions. The potential effect of plants on element cycles in soils has long been apparent (Lovering, 1959; Herbillion, 1980; Jordan, 1985), but only limited data are available for Si or Al, especially in the tropics (Gautam-Basak and Proctor, 1983; Bartoli, 1986). The balance of the biological cycling in the Manaus area was realized by sampling the annual litterfall (Luizão, 1989; Lucas *et al.*, 1993; Cornu, 1995). The Si input on the topsoil ($40\text{-}50 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{y}^{-1}$) is about four times greater than the Si leached out of the system ($11 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{y}^{-1}$) (table I and fig. 3). The conclusion is that the kaolinitic material in the upper horizons is in a dynamic equilibrium sustained by biological activity.

The soil solutions in the top meter of the soils were sampled with lysimeters (Chauvel *et al.*, 1989; Cornu, 1995; Grimaldi and Chauvel, 1995) (table II). During the peak of biological activity which follows rainfall, the microfauna and microbial activity in topsoil leads to the mineralization of the litterfall, and produces complexing organic compounds which are aggressive towards minerals (Robert *et al.*, 1979). It results in high concentrations of Si, Fe, Al in the soil solutions, and in low pH. Al and Fe are combined with complexing organic compounds (Eyrolle, 1994), and the soil solution is undersaturated in kaolinite. The organo-metallic Fe and Al complexes cannot migrate deep in the profile, because they are adsorbed on the highly exchanging surfaces of the minerals, until they are mineralized. Metals are then released in the soil solution, which reaches saturation in kaolinite (fig. 4). The bimodal repartition of pores (Grimaldi *et al.*, 1989, fig. 5) suggests that porosity favours a buffering effect between the percolating water and the water actually in contact with minerals (Coulomb *et al.*, 1993).

The kinetics of secondary minerals precipitation or dissolution were estimated from microscopic investigations (Callot *et al.*, 1992)

and from experiments with bag minerals (kaolinite, gibbsite, amorphous silica) inserted in the upper horizons (Cornu *et al.*, 1995). Kaolinite is precipitated in cells of decomposing roots, and it needs 6 months only to begin to dissolve the bag minerals or to precipitate new minerals in the bags. The reactivity of minerals is, thus, very fast with regard to pedogenic times. This is coherent with recent data from Merino *et al.* (1993) and Wang *et al.* (1994) regarding processes controlling precipitation or dissolution of secondary minerals. From mass balance calculations, the studied soils are estimated to be 15 to 30 Ma old (Lucas, 1989). U/Th dating of the same type of profile, however, gives an apparent age around 300,000 years (Mathieu *et al.*, 1996). The discrepancy between the data is solved if we consider that the entire profile is in a permanent disequilibrium, in which case the U/Th age is no longer the profile genesis time, but the average age of the constitutive minerals.

Podzols versus ferrallitic soils

In the Manaus area, podzols and ferrallitic soils form transformation systems in which the podzols progress upslope at the expense of ferrallitic soils as the slope develops (fig. 6) (Lucas *et al.*, 1987; 1988). Since the surface runoff is very weak (Fritsch, 1992; Pimentel da Silva *et al.*, 1992), this evolution is mainly geochemical. The spring water draining ferrallitic catchment areas is uncoloured, whereas the spring water draining podzolic areas is brown-coloured due to dissolved organic matter. The geochemistry of the systems was studied by analyzing spring water samples (Eyrolle, 1994) (table III). In the ferrallitic areas, the water percolates slowly through clay material. The organo-metallic compounds are blocked by mineral surfaces, and most of Al and Fe remains in the profile as kaolinite, gibbsite and Fe oxi-hydroxides. The determinism of gibbsite precipitation in depth is still unclear, it may exist a matricial effect due to the pore size (Mizele *et al.*, 1985). The Si concentration progressively increases by quartz dissolution. The source water is thus poor in organic matter, Fe and Al, and relatively rich in Si. In the podzols areas, the water and the organo-metallic compounds migrate rapidly through the

soil system, because of the high permeability and the poor exchange surfaces of the sandy horizons. The migration is favoured by lateral water flow in soils. Because of the low residence time of the percolating waters, the Si concentration remains lower than in the ferrallitic waters. The source water has thus high concentrations in OM, Fe, Al, and low concentrations in Si.

The final result of the pedogenesis is thus controlled by the system hydrodynamics. Where topsoil solutions slowly drain in depth, only Si is leached and there is a relative accumulation of Al and Fe as secondary minerals. Where topsoil solutions are able to be rapidly drained out of the system, all the elements are leached and there is a relative accumulation of residual quartz grains. A positive feed-back is due to the increasing hydraulic conductivity of the soil material, and to the apparition of a contrasted moisture regime of the soil, which modifies the microbiological activity in the topsoil (Berthelin *et al.*, 1990). The key role of the hydrodynamics of the system is illustrated by an other ferrallitic-podzolic system from French Guyana, developed over Archaean migmatites (Veillon, 1990) (fig. 8). Here, the podzols develop at the centre of the plateaus and advance towards their margins. The difference is due to the movement of the percolating water, which forms a deep drainage network which begins at the centre of the plateaus, where the groundwater is closest to the top of the saprolite.

CONCLUSION

The soil genesis in the equatorial areas is greatly controlled by the biological activity. The ferrallitic soils are in a dynamic equilibrium sustained by the forest cycling of elements. The precipitation-dissolution kinetics of most secondary minerals are fast. Thus, those reflect the present physico-chemical conditions in the profile level where they are found. The podzols result from an alteration in this dynamic, when the organo-metallic compounds are able to be leached out of the system before their microbial degradation. This depends on the water dynamics in the system, and on the type of microbiological activity.

I. INTRODUCTION : LES GRANDS PROBLÈMES POSÉS PAR LES SOLS DES RÉGIONS ÉQUATORIALES

Sur les grandes cartes pédologiques de synthèse à l'échelle du globe, les zones tropicales humides sont caractérisées par la présence de sols ferrallitiques, également appelés ferralsols (classification FAO ou WRB) ou oxisols (classification américaine). Ces sols sont considérés comme un pôle avancé de l'évolution pédologique, dans lequel tous les éléments les plus mobiles ont disparu, et où il ne reste des minéraux de la roche que les moins altérables, essentiellement le quartz (SiO_2) qui présente souvent des traits de dissolution intense. Les minéraux secondaires, c'est-à-dire formés lors de l'évolution du sol, sont généralement la kaolinite ($\text{Si}_2\text{O}_5\text{Al}_2(\text{OH})_4$), la gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$), la goéthite (FeOOH) et l'hématite (Fe_2O_3).

Les sols ferrallitiques sont situés à l'extrémité d'une séquence climatique et géochimique (Pédro, 1968). Le lien entre la zonalité climatique et la distribution des constituants minéralogiques est évident sur le terrain. Cette distribution est souvent rattachée à une séquence de stabilité thermodynamique qui se différencie verticalement de haut en bas, au fur et à mesure de la percolation des solutions et de leur saturation progressive vis-à-vis de la goéthite, la gibbsite, la kaolinite, les smectites-Fe, les smectites Fe-Al, la calcite et les smectites Mg (Fritz, 1975 ; Fritz et Tardy, 1976 ; Fouillac et Michard, 1977 ; Lasaga, 1984 ; Ambrosi, 1990). Plus la pluviosité annuelle est élevée, plus la quantité d'eau qui percole à travers le sol est importante et donc les solutions diluées. Ainsi, dans les milieux équatoriaux, les séquences minérales verticales observées sont-elles réduites à la gibbsite et à la kaolinite associées aux oxyhydroxydes de fer.

Ce modèle interprétatif général décrit bien la distribution de la composition minéralogique moyenne des sols à l'échelle des continents, mais il ne décrit pas correctement les distributions locales et les successions verticales d'horizons dans les sols ferrallitiques. La séquence idéale des horizons

dans les milieux les plus pluvieux, avec les horizons les plus gibbsitiques en surface du sol, n'est que rarement observée. Au contraire, il est fréquent que les horizons les plus gibbsitiques soient des horizons profonds, surmontés par des horizons kaolinitiques (Goldman, 1955 ; Leneuf, 1959 ; Delvigne, 1965 ; Sieffermann, 1969 ; Novikoff ; 1974 ; Lucas et al., 1986). Ces horizons plus gibbsitiques profonds peuvent aller jusqu'à des bauxites et, dans ce cas, on observe la néoformation actuelle ou sub-actuelle de gibbsite sous les horizons kaolinitiques (Dennen et Norton, 1977 ; Kobilsek et Lucas, 1988 ; Lucas et al., 1989). Il y a donc une contradiction apparente entre le modèle géochimique et la réalité observée. Cette contradiction a longtemps été ignorée, car les horizons kaolinitiques de surface ont souvent été considérés comme allochtones, c'est-à-dire ayant recouvert les horizons gibbsitiques après la formation de ces derniers. C'est par exemple le cas des horizons kaolinitiques épais des sols d'Amazonie moyenne, souvent considérés comme une formation sédimentaire d'origine lacustre (formation de Belterra, Putzer, 1984). De telles hypothèses d'allochtonie sont d'autant plus difficiles à évaluer que les sols ferrallitiques des régions équatoriales sont souvent situés dans des régions stables, et leur temps d'évolution peut s'estimer en dizaines ou centaines de milliers d'années. Cependant, de nombreuses études réalisées au cours de ces vingt dernières années ont montré que l'allochtonie est moins répandue que ce que l'on pensait, et que la plupart des sols ferrallitiques se sont formés *in situ* (Lecomte, 1988 ; Colin, 1991 ; Butt, 1992 ; Boulet et al., 1993). Il se pose donc la question suivante : *pourquoi la kaolinite apparaît-elle stable dans les horizons supérieurs des sols ferrallitiques, surmontant des horizons plus gibbsitiques ?*

Par ailleurs, les sols ferrallitiques sont souvent associés à des podzols, qui présentent des horizons très épais, dans lesquels il n'y a pas d'autres minéraux que des minéraux primaires peu altérables, essentiellement le quartz. Ces podzols sont répandus dans l'ensemble des milieux équatoriaux, Amérique du Sud (Baker, 1960 ; Klinge,

1965 ; Volkoff, 1985), Afrique (Brammer, 1973 ; Schwartz, 1988) et Asie (Brabant, 1987). On pensait d'abord que les podzols tropicaux ne se développaient que sur des roches mères très sableuses, telles que des quartzites, des grès ou des sables détritiques. Plusieurs études, menées en Guyane Française et au Brésil, ont montré cependant qu'il existe des systèmes dans lesquels sols ferrallitiques très argileux et podzols sont développés à partir des mêmes roches mères (Turenne, 1977 ; Lucas et al., 1984 ; Veillon, 1990 ; Dubroeuq et al., 1991). Il se pose donc là une seconde question : *quels sont les facteurs et processus à l'origine d'une différenciation de sols aussi contrastés, allant de podzols très sableux à des sols ferrallitiques très argileux, alors que la roche mère est la même ?*

Des éléments de réponse à ces questions ont été apportés par un ensemble d'études menées au cours des 10 dernières années sur des systèmes de sols en Guyane et plus particulièrement en Amazonie brésilienne, par de nombreux intervenants.

II. PRÉSENCE DE LA KAOLINITE DANS LES HORIZONS SUPÉRIEURS DES SOLS FERRALLITIQUES

Ce problème a été particulièrement étudié pour les sols ferrallitiques très argileux du bassin moyen de l'Amazone. Ces sols occupent de vastes surfaces qui présentent un relief de plateaux, sous des climats de type amazonien, caractérisés par des pluviosités annuelles de l'ordre de 1 800 à 2 500 mm, une saison sèche peu marquée, une végétation de forêt dense sempervirente. Ils sont le plus souvent développés sur des sédiments quartzo-kaolinitiques d'âge Crétacé (Putzer, 1984), localement sur des roches du socle cristalloyllien.

Ce sont des sols très argileux, constitués dans les 2 m supérieurs par environ 82 % de kaolinite, 8 % de gibbsite, 5 % de quartz, 3 % de goethite et 2 % d'anatase (TiO_2). Ces sols ont une vingtaine de mètres de profondeur (fig. 1). Vers le milieu du profil, entre 5 et 12 m de profondeur, on observe des horizons plus gibbsitiques et plus ferrugineux. La gibbsite est présente de manière diffuse

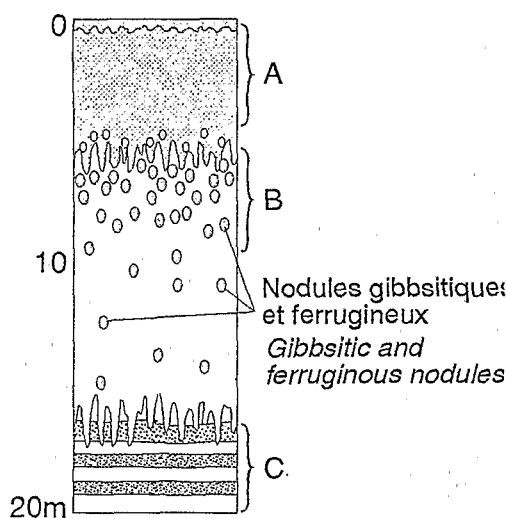


Fig. 1 Structure des profils ferrallitiques de la région de Manaus. A : matériau originel quartzo-kaolinitique; B : horizons gibbsitiques ou kaolinito-gibbsitiques ; C : horizons kaolinitiques.

Structure of the ferrallitic profiles from the Manaus region. A: quartzo-kaolinitic parent material; B: gibbsitic horizons; C: kaolinitic horizons.

dans les plasmas argileux, ainsi que dans une phase indurée, le plus souvent des nodules. Localement, la phase gibbsitique indurée peut être très abondante, allant jusqu'à la formation de bauxites (gisements de Trombetas, de Juruti). La composition minéralogique simple, l'abondance des minéraux secondaires et l'érosion mécanique de surface négligeable (Fritsch, 1992) font de ces sols un modèle géochimique particulièrement intéressant.

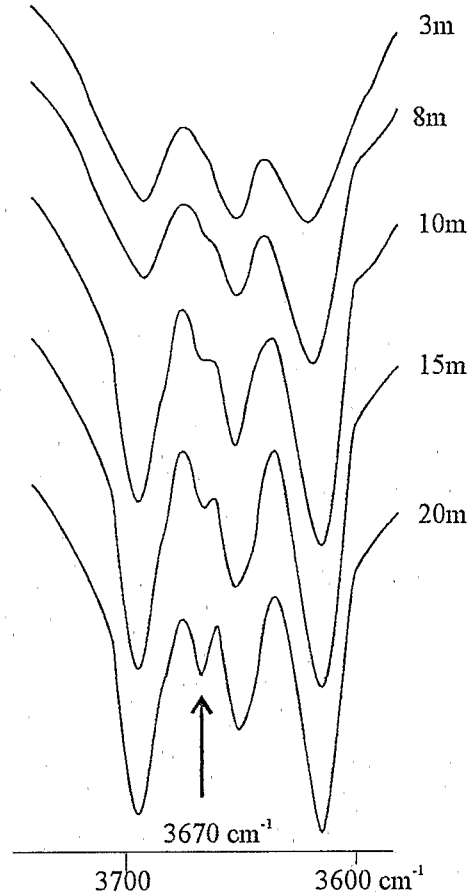
Avant de poser le problème de la stabilité de la kaolinite dans les horizons de surface, il convient d'être assuré que ces profils se sont bien développés en place, sans apport de matériel allochtone.

1. Équilibre dynamique des kaolinites

L'étude pétrographique détaillée (Irion, 1984 ; Lucas, 1989 ; Kobilsek et Lucas, 1988) indique qu'il existe une variation continue des organisations du bas vers le haut des profils : les quartz montrent des signes de dissolution croissante ; les nodules ferrugineux et gibbsitiques croissent progressivement en taille et en nombre, jusqu'à former un horizon à nodules anastomosés dont la projection verticale forme un réseau de type nid d'abeille, puis disparaissent en montrant des signes de dissolution intense. Les limites entre horizons sont des limites à indentations verticales. De ces observations, on peut conclure à l'absence de discontinuité sédi-

Fig. 2 Spectres infra-rouge des kaolinites du matériau meuble d'un profil ferrallitique de la région de Manaus, à différentes profondeurs. Diminution très progressive du pic à $3\,670\text{ cm}^{-1}$.

Infrared spectra of the kaolinites of the loose material from the Manaus ferrallitic profiles, at different depths. Progressive diminution of the peak at $3\,670\text{ cm}^{-1}$.



mentaire apparente dans les profils. Il pourrait, cependant, avoir existé un épisode ancien d'apport de sédiment kaolinitique, l'évolution ultérieure du profil ayant effacé les discontinuités sédimentaires.

L'étude cristallographique des kaolinites du profil permet d'écarter cette hypothèse. La plupart des caractéristiques des kaolinites (taille, forme, cristallinité, substitution en fer) varient, elles aussi, très progressivement de bas en haut du profil. La spectrométrie infra-rouge (Lucas *et al.*, 1986) montre une disparition très progressive du pic à $3\,670\text{ cm}^{-1}$ (fig. 2), qui correspond à la vibration des groupes hydroxyles situés entre les feuillets. Il y a donc modification progressive de la structure cristalline des argiles le long du profil. L'étude de la teneur en ^{18}O de ces kaolinites (Giral *et al.*, 1992) montre une

composition isotopique, elle aussi, progressivement variable sur l'ensemble du profil, mais toujours en équilibre avec la composition des eaux météoriques actuelles.

Ces résultats confirment tout d'abord l'absence de discontinuités d'ordre sédimentaire dans ces sols. Ceux-ci sont bien formés *in situ*, par dissolution progressive des quartz du matériau sédimentaire, genèse d'une accumulation de fer et de gibbsite sous forme de nodules, et néoformation de kaolinites différentes des kaolinites observées à la base du profil. D'autre part, le fait que les kaolinites soient différentes à chaque niveau du profil montrent qu'elles ne peuvent pas être considérées comme des reliques de processus agissant en profondeur et amenées plus près de la surface au cours de l'enfoncement géochimique du profil. Au contraire, il faut considérer qu'au fur et à mesure de cet enfoncement géochimique, il y a constante dissolution-recristallisation des kaolinites, aboutissant à des minéraux caractéristiques de chaque niveau. *Les kaolinites sont donc en déséquilibre permanent.* Si, à un niveau donné, le bilan des déséquilibres, c'est-à-dire le bilan des réactions de précipitation et de dissolution, correspond au maintien de la composition minéralogique globale, on a un état d'équilibre dynamique des kaolinites avec les conditions physico-chimiques caractéristiques de ce niveau.

L'ensemble de ces conclusions pose de manière précise le problème de la présence des kaolinites dans les horizons de surface : pourquoi le bilan des déséquilibres correspond-il à la kaolinite, alors que les modélisations basées sur les stabilités thermodynamiques des minéraux laissent attendre de la gibbsite?

2. Contrôle du fonctionnement géochimique par l'activité biologique

a. Dynamique et état de l'eau

Parmi les hypothèses proposées pour expliquer cette présence de la kaolinite dans les horizons de surface, Kronberg *et al.* (1982) avancent que la plus grande partie de l'eau météorique percolerait très rapide-

Tableau I Apports annuels en sommet de profil par l'atmosphère et la partie aérienne de la forêt. Valeurs en $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$. Les données marquées * proviennent de Cornu, 1995, les autres de Lucas et al., 1993.

Annual input in topsoil from atmosphere and forest aerial parts. Values in $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$. Data marked with * are from Cornu, 1995, others are from Lucas et al., 1993.

| Source | Élément | | | | | | | | | |
|----------------------------------|---------|----------|----------|-----|----|----|-----|----|-----|-----|
| | Si | Al | Fe | Mn | Mg | Ca | Na | K | Ti | P |
| Litière fine | 33-32* | 3,9-2,6* | 1,2-0,3* | 0,8 | 13 | 37 | 4,8 | 15 | 0,2 | 1,2 |
| Branches et troncs | 8-16* | 4* | 0,1* | | | | | | | |
| Lessivage de la voûte | 2,2* | 0,5* | 1,4* | | | | | | | |
| Apports atmosphériques | 0,6* | 1,4* | 1,2* | | | | | | | |
| TOTAL | 45-51 | 4,9-6,2 | 3-3,9 | | | | | | | |

ment à travers les horizons de surface, et n'aurait alors pas le temps d'interagir avec la kaolinite ; celle-ci resterait à l'équilibre avec une fraction de l'eau à percolation plus lente. Tardy et Novikoff (1985) supposent que les variations d'activité de l'eau dans les horizons de surface sont suffisamment importantes pour expliquer les variations minéralogiques observées. Ces hypothèses peuvent être écartées par les résultats des études de dynamique de l'eau. Dans ces sols de plateau, la dynamique de l'eau est verticale, et elle est entièrement régulée par la végétation dans le mètre supérieur des profils (Grimaldi et al., 1989). Les deux tiers de l'eau de pluie arrivant en sommet de profil sont absorbés par les racines et évapotranspirés. Au-delà de 50 à 60 cm de profondeur, l'eau percole verticalement, lentement et régulièrement. Des traçages isotopiques par ^2H et ^3H (Rozanski et al., 1991) montrent que la vitesse moyenne d'infiltration de l'eau est de l'ordre de 4 à 6 m par an. Par ailleurs, la forêt est sempervirente et ne sèche jamais, sauf peut-être au cours d'épisodes catastrophiques limités dans le temps (Soubiès, 1980 ; Sanford et al., 1985). Si on considère que durant des périodes exceptionnellement sèches, le potentiel de l'eau dans le sol peut atteindre le point de flétrissement, soit -15 bars, le domaine de variation de l'activité de l'eau peut se situer entre 1 et 0,989, ce qui correspond à un très faible déplacement (+ 0,5 %) de la teneur en SiO_2 dissoute à l'équilibre gibbsite-kaolinite.

b. Cycle biologique des éléments

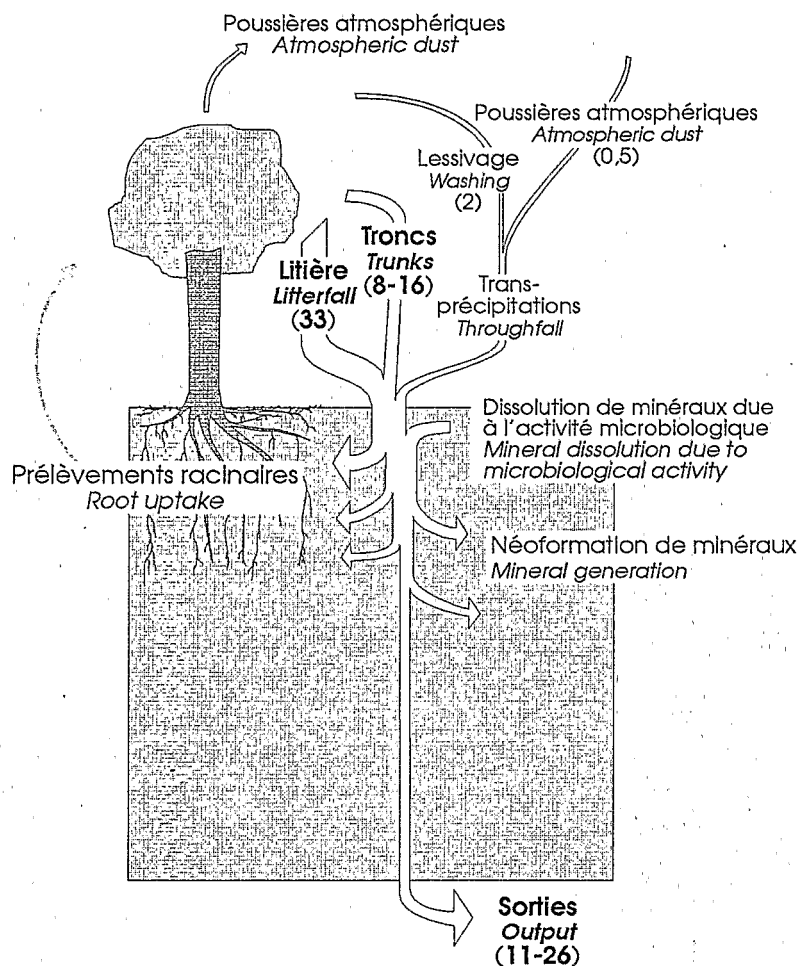
Le maintien de la kaolinite au-dessus d'horizons plus gibbsitiques équivaut au maintien d'un stock de silicium à la partie supérieure des profils. Cette considération a amené certains auteurs à s'intéresser au recyclage par la forêt du silicium et des autres éléments actifs dans les équilibres minéraux-solutions. Le rôle potentiel du recyclage biologique était pressenti depuis longtemps (Lovejoy, 1959 ; Herbillon, 1980), mais peu de données quantitatives étaient disponibles, en particulier sous les tropiques (Gautam-Basak et Proctor, 1983 ; Bartoli, 1986).

De pièges installés sous forêt (Luizão, 1989) ont permis le prélèvement de la litière fine qui arrive annuellement en sommet de sol. Celle-ci comporte des éléments dits nutritifs (Ca, Mg, K, P...), dont le cycle est relativement bien connu en forêt équatoriale (Jordan, 1985). Elle comporte également des éléments constitutifs des minéraux secondaires des sols ferrallitiques : Si, Al, Fe, Ti. Ces éléments, dont les concentrations règlent les interactions minéraux-solutions, sont donc injectés dans la solution du sol en sommet de profil, au cours de la minéralisation de la litière par l'activité microbologique. Le bilan réalisé sur les sols ferrallitiques de plateau (tableau I et figure 3) montre que la quantité de silicium recyclé par la litière, de 40 à 50 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$, est très importante par rapport aux quantités exportées annuellement dans les rivières qui drainent la zone étudiée, soit environ

Fig. 3 Cycle du silicium sous forêt amazonienne. Données en $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ issues de Lucas et al. (1993) et de Cornu (1995).

RESUME

Silica cycling under Amazonian rainforest. Data in $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ from Lucas et al. (1993) and Cornu (1995).



$11 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ (Lucas et al., 1993 ; Cornu, 1995). Cela signifie que la forêt permet le maintien d'un stock de silicium en sommet de profil. Si l'on dissout la quantité de Si et Al apportée annuellement par la litière dans l'eau percolant annuellement à travers le sol, on obtient une solution à l'équilibre avec la kaolinite à des pH de l'ordre de 5. La conclusion est que *l'équilibre dynamique de la*

kaolinite dans les horizons de surface est un équilibre dynamique entretenu par l'activité du milieu vivant.

c. Équilibres minéraux-solutions en sommet de profil

La composition chimique de solutions dans le premier mètre du sol a été étudiée sur des prélèvements réalisés par lysimètres à plaques dans les 80 premiers centimètres du sol (Chauvel et al., 1989 ; Cornu, 1995 ; Grimaldi et Chauvel, 1995) (tableau II). La position des solutions vis-à-vis de la saturation avec la kaolinite ou la gibbsite est essentiellement contrôlée par la teneur totale en Si et Al, le pH (fig. 4), et la présence de composés organiques complexants.

La teneur totale en Si et Al dépend de la minéralisation de la litière par l'activité

Tableau II Teneur en Si, Al et pH des eaux lysimétriques et eaux de nappe. Données adaptées de Cornu, 1995.

S, Al concentrations and pH in waters sampled from lysimeters and from groundwater. Adapted from Cornu, 1995.

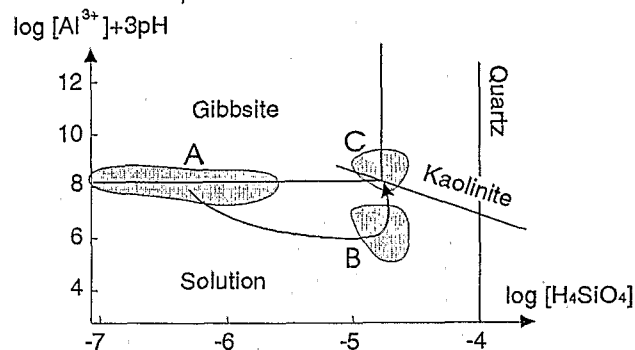
| | Si ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) | Al ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) | pH |
|--------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|---------|
| Eaux lysimétriques | 0,73-1,5 | 0,11-0,54 | 3,9-4,8 |
| Eaux de nappe | 1,1-1,8 | 0,05-0,13 | 4,6-5 |

microbienne, de la dissolution éventuelle de minéraux du sol sous l'effet de métabolites agressifs (Robert *et al.*, 1979), et de la précipitation éventuelle de minéraux. La précipitation de kaolinite dans des tissus végétaux en décomposition a été mise en évidence par Callot *et al.* (1992), et la dissolution de kaolinite et gibbsite a été détectée par implantation dans le sol de minéraux test (Cornu *et al.*, 1995, et cf. ci-après). Les processus de dissolution et de précipitation sont donc tout deux actifs dans les horizons de surface, ce qui est cohérent avec un équilibre dynamique des minéraux secondaires.

Le pH varie de 3,9 à 4,8 dans les solutions lysimétriques, alors qu'il est de l'ordre de 5,5 à 6 dans les eaux ayant traversé la voûte forestière et arrivant en sommet de profil. Ces variations sont contrôlées par les acides minéraux et organiques libérés par l'activité microbiologique : les pics d'activité microbiologique, caractérisés par des valeurs élevées de NO_3^- ou SO_4^{2-} , correspondent aussi aux pH les plus bas.

Les composés organiques complexants, enfin, jouent un rôle essentiel sur la disponibilité de l'aluminium pour la néoformation de kaolinite. La teneur en carbone organique dissous dans les solutions lysimétriques est de l'ordre de 8 mmol.l^{-1} , valeur permettant la complexation de plus de 90 % de Al, qui est ainsi soustrait aux équilibres minéraux (Eyrolle, 1993). Si l'on tient compte de l'activité des ligands organiques, les solutions lysimétriques sont sous-saturées par rapport à la kaolinite (domaine B, fig. 4). Si l'on n'en tient pas compte, les solutions se situent près de l'équilibre gibbsite-kaolinite-solution (domaine C).

En fonction de ces résultats, le fonctionnement biogéochimique des sols ferrallitiques forestiers peut être interprété de la manière suivante. L'activité biologique permet la minéralisation de la litière, et la libération dans les solutions de Si et Al, dont les concentrations sont élevées. Lors des pics d'activité microbienne liés aux épisodes pluvieux (Chauvel *et al.*, 1989), la plus grande partie de Al est soustraite aux équilibres minéraux-solutions, en raison de sa complexation par les ligands organiques, et



de la baisse du pH (Eyrolle, 1994). Les matériaux fins traversés (argiles, oxy-hydroxydes) ayant de grandes surfaces spécifiques et des surfaces réactives, les complexes organominéraux restent adsorbés sur ces surfaces d'échange et ne peuvent migrer hors du système. Entre les épisodes pluvieux, et en profondeur, la minéralisation des complexes et la remontée du pH ramène les solutions vers la saturation avec la kaolinite. Les solutions du sol parcourent ainsi le trajet A, B, C représenté figure 4. On notera que la structure bimodale de l'espace poral de ces matériaux (Grimaldi *et al.*, 1989, fig. 5) favorise un effet tampon entre les solutions percolantes et les solutions en contact effectif avec les minéraux. Les solutions percolantes se situent dans des pores larges, de rayon équivalent supérieur à $1 \mu\text{m}$, qui représentent moins de 20 % du volume poral. Plus de 80 % du volume poral est constitué par des pores fins de rayon équivalent inférieur à 100 nm constamment occupés par l'eau, qui représentent plus de 95 % des surfaces minérales : la solution contenue dans les pores fins joue donc un rôle essentiel sur les équilibres minéraux-solutions. Le temps nécessaire aux échanges entre pores fins et pores larges par diffusion détermine un effet tampon des variations de composition des solutions percolantes (Coulomb *et al.*, 1993).

d. Cinétique de précipitation ou dissolution et temps de formation des profils

Selon la cinétique des alternances dissolution-précipitation des minéraux secon-

Fig. 4 Situation des solutions du sol dans le diagramme $\text{Log}[\text{H}_4\text{SiO}_4]$, $\text{Log}[\text{Al}^{3+}] + 3 \text{pH}$. A : domaine des eaux de transprécipitation ; B : domaine des eaux lysimétriques ; C : domaine des eaux lysimétriques, sans prendre en compte les ligands organiques. Données adaptées de Chauvel *et al.*, 1989 et Cornu, 1995.

Soil solutions in the diagram $\text{Log}[\text{H}_4\text{SiO}_4]$, $\text{Log}[\text{Al}^{3+}] + 3 \text{pH}$. A : domain of the throughfall waters ; B : domain of the waters sampled in lysimeters ; C : domain of the waters sampled in lysimeters, without considering organic ligands. Data adapted from Chauvel *et al.*, 1989 and Cornu, 1995.

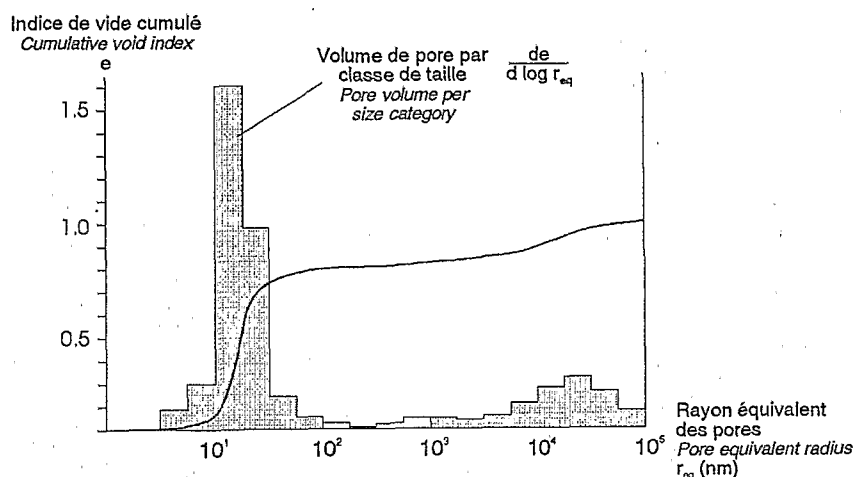


Fig. 5 Spectre de porosité du matériau argileux d'un sol ferrallitique de la région Nord-Manaus, à 2 m de profondeur. Données adaptées de Grimaldi *et al.*, 1991.

Porosity spectra of a clay material from a ferrallitic soil of the Manaus region. Depth 2m. Data from Grimaldi, 1991.

dares, les hypothèses qui peuvent être déduites de la minéralogie des horizons sont radicalement différentes. Si les minéraux réagissent rapidement vis-à-vis des conditions de milieu par rapport au pas de temps des grands changements climatiques, ils auront eu, pour l'essentiel, le temps de s'équilibrer avec les conditions actuelles. Si, au contraire, les cinétiques sont lentes, une grande partie des minéraux observés dans les profils constituera des reliques des conditions climatiques passées. Dans les sols considérés ici, le $\delta^{18}O$ des kaolinites est le même que celui des eaux météoriques actuelles. Cela signifie soit une stabilité du climat pendant le temps de formation des profils, soit un rééquilibrage rapide des kaolinites avec les conditions bioclimatiques actuelles.

Pour évaluer la cinétique des réactions, des sachets de minéraux test contenant séparément de la gibbsite, deux types de kaolinites bien cristallisées et un verre siliceux ont été introduits dans les 20 premiers centimètres du sol (Cornu *et al.*, 1995). Au bout de 6 mois, toutes les phases implantées ont subi un début d'altération, et d'autres minéraux, oxy-hydroxydes de fer et de titane, sont apparus à l'intérieur des sachets. On peut donc conclure que la réactivité des minéraux secondaires de petite taille avec les conditions de milieu est rapide à l'échelle des temps pédologiques dans ce type de sol.

Par ailleurs, les travaux de Merino *et al.* (1993), Wang *et al.* (1994) montrent que

d'autres facteurs que les équilibres minéraux-solutions peuvent contrôler la précipitation ou la dissolution des minéraux secondaires. Le déséquilibre étant permanent, kaolinites, gibbsites et oxyhydroxydes de fer ont des relations de remplacements successifs dépendant de la composition des solutions, mais aussi des pressions de croissance aux interfaces entre minéraux. Celles-ci peuvent permettre la dissolution de minéraux, alors que la saturation thermodynamique est atteinte dans la solution environnante. Les vitesses des réactions calculées dans ces études sont rapides à l'échelle des temps pédologiques.

Les bilans de matière (Lucas, 1989) montrent qu'il a fallu altérer au moins 40 à 60 m de sédiments pour former les profils actuellement observés, et si on extrapole les conditions du fonctionnement actuel à partir de la teneur en Si et Al des eaux drainant hors des systèmes ferrallitiques, le temps de formation serait de l'ordre de 15 à 30 Ma, avec un abaissement de la surface de l'ordre de 25 à 48 m. Cependant, des mesures récentes du déséquilibre radioactif U/Th sur des profils voisins de la même région (Mathieu *et al.*, 1996) donnent une vitesse apparente de formation beaucoup plus rapide, de l'ordre de 300 000 ans pour un profil équivalent. Cette vitesse apparente ne correspond vraisemblablement pas à la vitesse réelle de formation, car cette hypothèse serait contradictoire avec les bilans réalisés à l'échelle des bassins versants. Il est beaucoup plus probable que l'ensemble du profil est en déséquilibre permanent, ce qui donne un âge apparent plus jeune que l'âge réel du profil, et qui est cohérent avec l'ensemble des observations résumées ci-dessus.

III. DIFFÉRENCIATION DES SOLS FERRALLITIQUES ET DES PODZOLS

Quand sols ferrallitiques et podzols coexistent sur les mêmes unités paysagiques, ils forment généralement des systèmes organisés à l'échelle des unités de relief. Des synthèses descriptives détaillées de plusieurs de ces systèmes ont été données par Brabant (1987), Dubroeuq et Volkoff (1988),

Dubroeuq *et al.* (1991), Lucas *et al.* (1987) et Boulet (1993). Là encore, les études qui ont été menées en Amazonie centrale permettent d'aborder le déterminisme de ces différenciations.

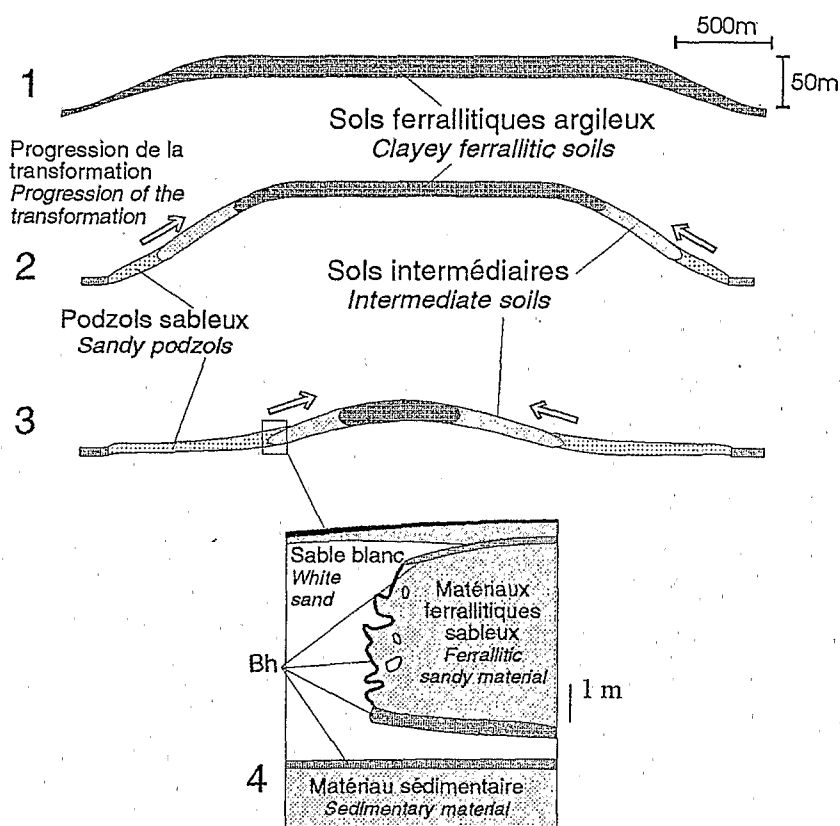
1. Les systèmes sols ferrallitiques-podzols de la région de Manaus

a. Systèmes de transformation

Les plateaux du bassin moyen de l'Amazonie qui viennent d'être décrits ci-dessus présentent des versants dont les sols deviennent progressivement plus sableux vers l'aval (fig. 6). A l'aval des versants les plus longs, les sols sont uniquement constitués de sable quartzé résiduel ; il s'agit alors de podzols géants. Les horizons de sable blanc peuvent atteindre plus de 10 m de profondeur. La transition entre les horizons de sable blanc et les horizons colorés, dans lesquels il reste environ 5 % de kaolinite et d'oxy-hydroxydes de fer, est marquée par la présence d'un fin liséré organique constituant un horizon Bh d'accumulation de matière organique. L'absence de discontinuités sur les versants, les séquences pétrographiques et la géométrie des transitions montrent que l'ensemble des sols est développé *in situ*, à partir de la même roche mère sédimentaire, et qu'il s'agit d'un système de transformation, dans lequel les podzols se développent progressivement au dépens des sols ferrallitiques, au fur et à mesure du recul des versants (Lucas *et al.*, 1987, 1988). Cette évolution est essentiellement géochimique, l'érosion particulière sous forêt étant négligeable sous pente faible, et faible sous pente forte (Fritsch, 1992 ; Pimentel da Silva *et al.*, 1992).

b. Exportation d'éléments hors des systèmes par les eaux de percolation

Deux types de cours d'eau drainent ces systèmes. Les cours d'eau issus de bassins uniquement ferrallitiques ont des eaux claires, pauvres en matière organique dissoute ; les rivières drainant les zones podzoliques ont des eaux colorées en brun par de la matière organique dissoute.



Ces eaux ont été prélevées aux sources, sous forêt primaire, à l'issue de petits bassins versants constitués, soit exclusivement de sols ferrallitiques, soit essentiellement de podzols. Les eaux ont été soumises à filtration et ultrafiltration tangentielle, ce qui permet de séparer la fraction particulaire, retenue par les filtres de 0,45 μm , la fraction dissoute, qui passe à travers les filtres dont le pouvoir de coupure est de 5 kDalton, et la fraction colloïdale, qui est la fraction intermédiaire. Chaque fraction a été analysée, et son pouvoir complexant par rapport à la matière organique déterminé par polarographie (Eyrolle, 1994).

L'eau provenant des sols ferrallitiques (tableau III) a les concentrations les plus basses en matière organique, Fe et Al, et les concentrations les plus élevées en Si. La plupart des éléments sont transportés dans la phase dissoute, sauf environ 10 % de Si transporté dans la phase particulaire sous forme de gel (Grout, 1995) et 50 % de Al trans-

Fig. 6 Stades d'évolution des systèmes sols ferrallitiques-podzols du bassin moyen de l'Amazonie. 1 : plateaux argileux, vallées peu incisées ; 2 : développement de sols sableux au bas des versants ; 3 : plaine sableuse à buttes témoin argileuses ; 4 : détail de la transition entre sable blanc et matériaux ferrallitiques colorés : le contact est marqué par un fin liséré d'accumulation de matière organique (Bh).

Stages of evolution of ferrallitic-podzolic systems from middle Amazonia. 1: clayey plateaus, beginning of the valley formation; 2: development of sandy soils downslope; 3: sandy plain with relictual clayey hills; 4: detail of the transition between white sand and coloured ferrallitic material: the contact is marked by a thin horizon of organic matter accumulation.

Tableau III Exportation d'éléments hors des systèmes dans les eaux de source. Valeurs en mg.l⁻¹. Données adaptées de Eyrolle, 1994.

Elements leached out of the systems in spring waters. Values in mg.l⁻¹. Adapted from Eyrolle, 1994.

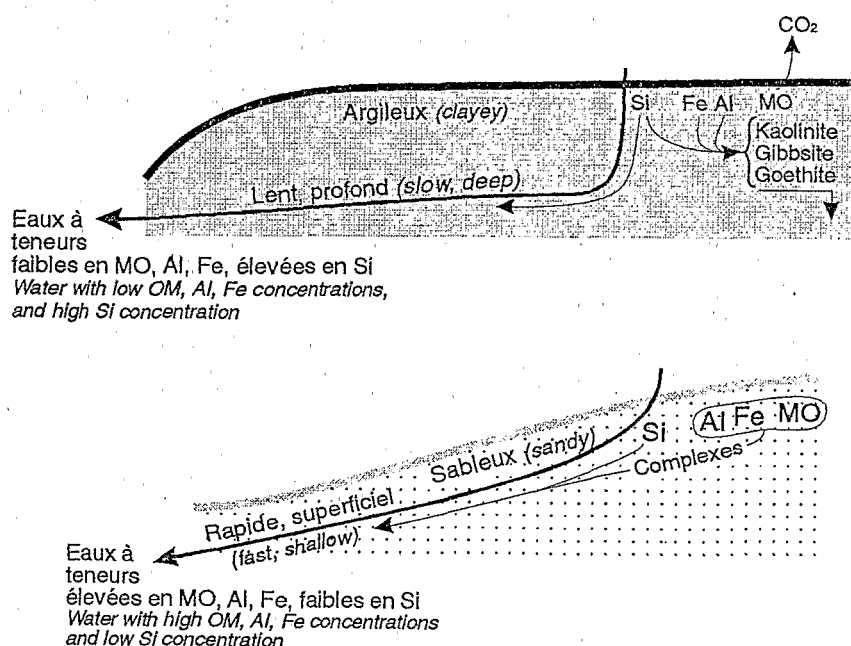
| | | Fraction | | |
|--------------------------|-----------|----------|------------|--------------|
| | | dissoute | colloïdale | particulaire |
| Bassin ferrallitique ... | Si | 1,7 | 0 | 0,2 |
| | Al | 0,12 | 0,12 | 0 |
| | Fe | 0,06 | 0 | 0 |
| Bassin podzolique | Mat. org | 0,42 | 0,78 | 0 |
| | Si | 0,8 | 0 | 0,2 |
| | Al | 0,31 | 0 | 0,32 |
| | Fe | 0,08 | 0,2 | 0 |
| | Mat. org. | 4,4 | 15 | 26 |

porté dans la phase colloïdale, probablement sous forme d'hydroxydes et de complexes organo-métalliques. L'eau qui provient des podzols a des teneurs très élevées en matière organique, Fe et Al, et de faibles teneurs en Si. Fe et probablement Al sont transportés sous forme de complexes organo-métalliques dans la phase colloïdale (Eyrolle *et al.*, 1993). La fraction particulaire est importante, composée de quartz, gibbsite, kaolinite.

Ces différences s'expliquent par le trajet de l'eau dans les sols, et permettent d'expli-

Fig. 7 Schéma du fonctionnement biogéochimique des sols ferrallitiques et des podzols.

Sketch of the biogeochemistry of the ferrallitic soils and of the podzols.



quer le fonctionnement géochimique des systèmes (fig. 7).

c. Fonctionnement biogéochimique des systèmes

Dans les sols ferrallitiques aussi bien que dans les podzols, l'activité biologique dans les horizons supérieurs du sol minéralise la litière et produit des composés organiques agressifs, dissolvant localement les minéraux présents. Si, Al et Fe sont ainsi relâchés dans la solution du sol (Righi *et al.*, 1990 ; Cornu, 1995), Al et Fe étant majoritairement sous forme de complexes organo-minéraux (Eyrolle, 1993).

Dans les sols ferrallitiques, la solution du sol s'infiltré lentement et régulièrement jusqu'à la nappe profonde dont l'écoulement latéral alimente les cours d'eau. Les matières organiques complexantes restent bloquées par les surfaces minérales en sommet de profil, et sont condensées ou minéralisées. En profondeur, la composition de la solution percolante est compatible avec un équilibre dynamique des kaolinites. Le déterminisme de la précipitation de gibbsite en profondeur est encore incertain. Il pourrait y avoir un effet du prélèvement racinaire de silicium, mais aussi un effet de taille des pores (Mizele *et al.*, 1985). En profondeur, la teneur en Si augmente progressivement sous l'effet de la lente dissolution des quartz ; les solutions restent cependant toujours sous-saturées par rapport au quartz. Le bilan est que la majeure partie de Al et Fe, et une partie de Si restent immobilisées dans le profil sous forme de kaolinite, gibbsite et goethite. Les eaux de source sont alors pauvres en matière organique, Fe, Al, et relativement riches en Si. A chaque niveau du profil, il y a un rééquilibrage entre les solutions percolantes et les minéraux néoformés, et l'ensemble correspond à un état stationnaire.

Dans les podzols et les sols en voie de podzolisation, les solutions circulent rapidement à travers des matériaux sableux très poreux, dont les faibles surfaces d'échange ne retiennent pas la matière organique. Les complexes organo-métalliques produits dans les horizons de surface migrent latéralement vers les axes de drainage, ce qui permet une

exportation précoce de Fe et Al. Sur les versants, cette migration est facilitée par des circulations latérales sub-superficielles (Lucas, 1989). La complexation du fer par la matière organique favorise la dissolution de la goéthite, ce qui déstabilise les agrégats argileux (Robert *et al.*, 1984) et favorise leur dissolution ou leur migration sous forme microparticulaire (Bravard, 1988). Le bilan est un départ rapide de la totalité de Fe et Al, et seuls les minéraux à cinétique de dissolution lente (quartz, minéraux lourds) demeurent dans le profil. Le faible temps de résidence de l'eau dans le sol explique les faibles teneurs en Si des eaux de source. Ces processus agissent aux frontières des horizons sableux, permettant leur progression latérale. La nappe circulant dans les horizons de sable blanc étant chargée en matière organique dissoute, il se forme un horizon Bh plus ou moins développé partout où elle rentre en contact avec des matériaux contenant de la kaolinite ou des oxy-hydroxydes de fer (fig. 6).

2. Conditions d'apparition de systèmes sols ferrallitiques-podzols

La condition essentielle d'apparition de ce type de système est que les complexes organo-métalliques issus des horizons de surface puissent être exportés avant d'être biodégradés. Dans ce cas, la stabilité de la kaolinite, de la gibbsite et de la goéthite n'est plus assurée dans les horizons de surface, qui deviennent progressivement plus sableux et progressent vers le bas et latéralement. Une forte rétroaction positive est due, d'une part à l'augmentation de la conductivité hydraulique des matériaux quand le sable résiduel est suffisamment grossier, d'autre part au régime hydrique plus contrasté des matériaux sableux, qui modifie l'activité microbologique et ralentit la biodégradation des composés complexants (Berthelin *et al.*, 1990).

Dans les systèmes de la région de Manaus décrits ci-dessus, les circulations latérales qui permettent l'exportation précoce des com-

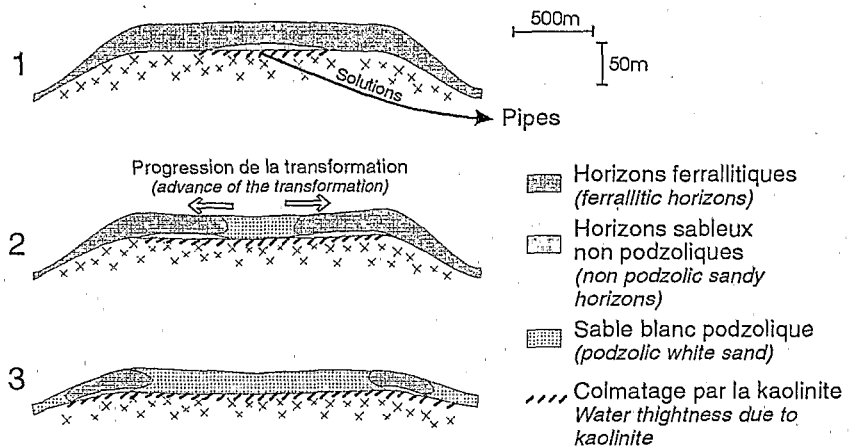


Fig. 8 Stades d'évolution des systèmes sols ferrallitiques-podzols sur socle en Guyane française.

Evolution stages of the ferrallitic-podzolic systems of French Guyana.

plexes organo-métalliques sont initiées en bas de versant par les discontinuités texturales de la roche mère sédimentaire. Il en résulte une podzolisation remontant le long des versants. La dynamique des systèmes sols ferrallitiques-podzols de Guyane française est très différente, en raison d'autres modalités de circulation des solutions (Veillon, 1990). Ces systèmes sont développés sur des roches du socle cristallophyllien, sous une pluviosité annuelle de 2 500 à 3 000 mm. Ils ressemblent par beaucoup d'aspects aux systèmes de la région de Manaus ; les transitions entre horizons ferrallitiques et horizons de sable blanc présentent par exemple la même morphologie. Une différence essentielle est que les podzols apparaissent au centre des plateaux, et se développent de manière centrifuge (fig. 8). Sur le centre des plateaux ferrallitiques (stade 1), la porosité du sommet des horizons d'altération, vers 5-10 m de profondeur, est colmatée par une néoformation massive de kaolinite, qui crée une discontinuité texturale sur laquelle s'installe une nappe perchée. L'écoulement latéral de celle-ci, au travers d'horizons à sable grossier, permet un départ de matière minérale sous forme dissoute et microparticulaire, et le développement d'un réseau de drainage interne formé d'horizons tubulaires (*pipes*) très sableux. Il y a alors appauvrissement progressif des sols au centre du plateau, et rétroaction positive forte lorsque l'exportation des complexes organo-métalliques formés dans les horizons de surface devient possible

(apparition de la podzolisation, *sensu stricto*, stades 2 et 3).

IV. CONCLUSION : ÉQUILIBRES ET DÉSÉQUILIBRES BIOGÉOCHIMIQUES DANS LES SOLS ÉQUATORIAUX

La genèse des sols en milieu équatorial présente une forte composante biologique, qui n'était pas toujours prise en compte dans les modèles et les théories explicatives. Les sols ferrallitiques argileux sont en équilibre dynamique entretenu par l'activité biologique : le recyclage du silicium en sommet de profil par la végétation permet le maintien de la kaolinite, et les cinétiques d'équilibre sont suffisamment rapides pour que les minéraux fins néoformés correspondent, à chaque niveau du profil, aux conditions physico-chimiques locales. Les podzols équatoriaux résultent d'une altération de cette dynamique, par exportation précoce des composés organo-minéraux. Celle-ci dépend, d'une part des circulations internes des solutions du sol déterminées par les conditions lithologiques (granulométrie des minéraux résistants, structure des altérites), d'autre part de l'activité biologique qui détermine la formation ou la biodégra-

ation des complexes organo-métalliques. A l'échelle régionale, on observe en Amazonie différents stades de transformation de la couverture ferrallitique. Les systèmes d'Amazonie moyenne sont relativement peu podzolisés : il s'agit de plateaux ferrallitiques à versants podzolisés. Dans le bassin du Haut Rio Negro, les systèmes sont beaucoup plus évolués et l'on observe de vastes plaines podzolisées dans lesquelles demeurent des collines ferrallitiques relictuelles (Dubroeuq *et al.*, 1991).

On dispose ainsi d'un schéma général d'interprétation pour les milieux équatoriaux, qui complète les interprétations géochimiques zonales à l'échelle continentale. On notera cependant que, si l'on dispose maintenant d'une explication de l'abondance de la kaolinite dans les horizons supérieurs des profils ferrallitiques, les paramètres déterminant les néoformations minérales, par exemple gibbsite versus kaolinite, ne sont pas encore bien connus. Il conviendra donc d'examiner l'effet éventuel de la structure de l'espace poral et des pressions de croissance aux interfaces sur la stabilité et les cinétiques de dissolution des minéraux. Ces nouvelles voies de recherche ramènent ainsi à des problèmes physico-chimiques fondamentaux.

Ces études ont été réalisées en collaboration étroite avec l'INPA (Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia, Manaus). Une part importante des études décrites a été réalisée grâce à des financements du programme PEGI (INSU, CNRS, ORSTOM, coord. J. Boulègue) et du programme DYLAT (ORSTOM, coord. J. P. Muller).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMBROSI, J. P., 1990. Modélisation thermodynamique de l'altération latéritique dans le système $Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, Thèse, Université d'Aix-Marseille III.
- BAKER, R. M., 1960. The lateritic podzols, *Journal of Agriculture*, January, p. 236-256.
- BARTOLI, F., 1986. Les cycles biogéochimiques dans les écosystèmes forestiers tempérés, *Sci. Géol. Bull.*, 39, 2, p. 195-209.
- BERTHELIN, J., MUNIER-LAMY, C., WEDRAOGO, F. X., BELGY, G. et BONNE, M., 1990. Mécanismes microbiens d'acidification et d'altération intervenant dans les sols bruns acides et les podzols forestiers. Synthèse et discussion de travaux antérieurs, *Science du Sol*, 28, 4, p. 301-318.
- BOULET, R., LUCAS, Y., FRITSCH, E. et PAQUET, H., 1993. Géochimie des paysages : le rôle des couvertures pédologiques, In : *Sédimentologie et Géochimie de la Surface. Colloque à la mémoire de Georges Millot*, PAQUET, H. et CLAUER, N., éd., Académie des Sciences, Paris, p. 55-76.
- BRABANT, P., 1987. La répartition des podzols à Kalimantan (Ile de Bornéo), In : *Podzols et podzolisation*, RIGHI, D. et CHAUVEL, A., éd., INRA, Paris, p. 13-24.
- BRAMMER, H., 1973. Podzols in Zambia (abstract), *Geoderma*, 10, p. 249-260.
- BRAVARD, S., 1988. Podzolisation en Amazonie Brésilienne. Étude d'une séquence sols ferrallitiques-podzols de la région du nord de Manaus, Thèse, n° 187, Université de Poitiers, 194 p.
- BUTT, C. R. M., 1992. In *Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terraces*, BUTT, C. R. M. et ZEEGERS, H., éd., Elsevier.
- CALLOT, G., CHAUVEL, A., ARVIEU, J. C. et CHAMAYOU, H., 1992. Mise en évidence de kaolinite et de silice dans les structures cellulaires de l'épiderme et du cortex de racines de palmier, en forêt d'Amazonie, *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 139, p. 7-14.

- CHAUVEL, A., ANDREUX, F., CERRI, C. C. et LUCAS, Y., 1989. Superficial evolution of amazonian bauxite deposits, *Travaux ICSOBA*, 19, p. 45-53.
- COLIN, F. et VIEILLARD, P., 1991. Behavior of gold in the lateritic equatorial environment: weathering and surface dispersion of residual gold particles, at Dondo Mobi, Gabon, *App. Geochem.*, 6, p. 279-290.
- CORNU, C., 1995. Cycles biogéochimiques du silicium, du fer et de l'aluminium en forêt amazonienne, *Thèse*, Université d'Aix-Marseille III, 411 p.
- CORNU, S., LUCAS, Y., DESJARDINS, T. et NITSCHKE, S., 1995. Rapidité de la vitesse d'altération des minéraux du sol en conditions ferrallitiques. Méthodes des minéraux-test, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, série II a, p. 311-316.
- COULOMB, C., VACHIER et P., DEVER, L., 1993. Utilisation de l'oxygène 18 comme traceur *in situ* de l'infiltration : cas d'un sol argileux drainé, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, série II, p. 49-55.
- DELVIGNE, J., 1965. *Pédogenèse en milieu tropical*, ORSTOM, Paris, 177 p.
- DENNEN, W. H. et NORTON, H. A., 1977. Geology and geochemistry of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin, *Econ. Geol.*, 72, p. 82-89.
- DUBROEUCQ, D., VOLKOFF, B. et PÉDRO, G., 1991. La couverture pédologique du Bouclier du Nord de l'Amazonie (bassin du Haut Rio Negro). Séquence évolutive des sols et son rôle dans l'aplanissement généralisé des zones tropicales perhumides, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, série II, p. 663-671.
- DUBROEUCQ, D. et VOLKOFF, B., 1988. Évolution des couvertures pédologiques sableuses à podzols géants d'Amazonie (Bassin du Haut Rio Negro), *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXIV, 3, p. 191-214.
- EYROLLE, F., FEVRIER, D. et BENAÏM, J. Y., 1993. Etude par D.P.A.S.V. de l'aptitude de la matière organique colloïdale à fixer et à transporter les métaux : exemples de bassins versants en zone tropicale, *Environmental Technology*, 14, p. 701-717.
- EYROLLE, F., 1994. La fraction colloïdale organique dans les processus de transport des métaux dans les eaux de surface : application aux systèmes d'altération en milieu tropical (Brésil), *Thèse*, Université d'Aix-Marseille III, 334 p.
- FOUILLAC, C. et MICHARD, G., 1977. Une méthode de simulation de l'évolution des profils d'altération, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, p. 207-213.
- FRITSCH, J. M., 1992. Les effets du défrichement de la forêt amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie de petits bassins versants. Opération Ecerex en Guyane Française, ORSTOM, Paris, 392 p.
- FRITZ, B., 1975. Étude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales, *Sci. Géol. Mém.*, 41, 152 p.
- FRITZ, B. et TARDY, Y., 1976. Prediction of mineralogical sequences in tropical soils by a theoretical dissolution model, In : *Proc. Int. Symp. Water Rock Interaction*, Prague, Sept. 1974, p. 409-416.
- GAUTAM-BASAK, M. et PROCTOR, J., 1983. Micronutrients, aluminium, silicon and ash in a leaf litterfall from forests in Gunung Mulu National Park, Sarawak, *Malaysian Forester*, 46, 2, p. 224-232.
- GIRAL, S., NAHON, D., GIRARD, J. P. et SAVIN, S., 1992. Variation in $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of kaolinites within a lateritic profile: their significance for laterite genesis and isotopes paleoclimatology, *GSA Abstract*, 24, 7, p. A70.
- GOLDMAN, M., 1955. Petrography of bauxites surrounding a core of kaolinized nepheline syenite in Arkansas, *Econ. Geol.*, 50, p. 586-509.
- GRIMALDI, C. et CHAUVEL, A., 1995. Dynamics of chemical elements in solution under a tropical rainforest. Lysimetric studies in Central Amazonia, *Biogeochemistry*, (sous presse).
- GRIMALDI, M., SARRAZIN, M., NUNES, L. et CHAUVEL, A., 1989. Caracterização hídrica e porosimétrica de um latossol da Amazônia sob floresta e cultivo, *Comm. XXII Cong. Bras. Ci. Solo*, 23-31/07/89, Recife.
- GRIMALDI, M., SARRAZIN, M., CHAUVEL, A., LUIZAO, F. J., NUNES, N., LOBATO-RODRIGUEZ, M. D., AMBLARD, P. et TESSIER, D., 1993. Les effets de la déforestation et des cultures sur la structure des sols argileux d'Amazonie brésilienne, *Cah. Agriculture*, 2, p. 36-47.
- GROUT, H., 1995. Caractérisation physique, minéralogique, chimique et signification de la charge particulaire et colloïdale des rivières de la zone subtropicale, *Thèse*, Université d'Aix-Marseille III, 295 p.
- HERBILLON, A. J., 1980. Mineralogy of oxisols and oxic material, In : *Soils with variable charge*, THENG, B.K.G., éd., New Zealand Soil Science Soc., Lower Hutt, p. 109-126.
- IRION, G., 1984. Clay minerals of Amazonian soils, *Monographiae Biologicae*, 56, p. 537-579.
- JORDAN, C. F., 1985. *Nutrient cycling in tropical forest ecosystems*, John Wiley & Sons, Chichester, 256 p.
- KLINGE, H., 1965. Podzol soils in the Amazon Basin, *J. Soil Sci.*, 16, p. 96-103.
- KOBILSEK, B. et LUCAS, Y., 1988. Étude morphologique et pétrographique d'une formation bauxitique d'Amazonie (secteur de Juruti, Etat du Para, Brésil), *Sci. Géol. Bull.*, 41, 1, p. 71-84.
- KRONBERG, B. I., FYFE, W.S., MCKINNON, B. J., COUSTON, J.F., STILIANIDI, F.B. et NASH, R.A., 1982. Model for Bauxite formation: Paragominas (Brazil), *Chem. Geol.*, 35, p. 311-320.
- LASAGA, A. C., 1984. Chemical kinetics of water-rock interactions, *J. Geophysical Research*, 89, B6, p. 4009-4025.
- LECOMTE, P., 1988. Stone-line profiles: Importance in geochemical exploration, *J. Geoch. Expl.*, 30, p. 35-61.
- 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*, Université de Paris, 210 p.
- LOVERING, T.S., 1959. Significance of accumulator plants in rock weathering, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, p. 781-800.
- LUCAS, Y., CHAUVEL, A., BOULET, R., RANZANI, G. et SCATOLINI, F., 1984. Transição latossolos-podzóis sobre a formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia, *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, 8, p. 325-335.
- LUCAS, Y., CHAUVEL, A. et AMBROSI, J.P., 1986. Processes of aluminium and iron accumulation in Latosols developed on quartz rich sediments from Central Amazonia (Manaus, Brazil), In: *Geochemistry and mineral formation in the earth surface*, RODRIGUEZ-CLEMENTE, R. et TARDY, Y., éd., CSIC, Madrid et CNRS, Paris, p. 289-299.
- LUCAS, Y., BOULET, R. et VEILLON, L., 1987. Systèmes sols ferrallitiques - podzols en région amazonienne, In : *Podzols et Podzolisation*, RIGHI, D. et CHAUVEL, A., éd., INRA, Paris, p. 53-65.
- LUCAS, Y., 1989. Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Équilibres, déséquilibres et transformations, *Thèse*, n° 211, Université de Poitiers, 157 p.

- LUCAS, Y., KOBILSEK, B. et CHAUVEL, A., 1989. Structure, genesis and present evolution of Amazonian bauxites developed on sediments, *Travaux ICSOBA*, 19, p. 81-94.
- LUCAS, Y., LUIZÃO, F. J., CHAUVEL, A., ROUILLER, J. et NAHON, D., 1993. The relation between biological activity of the rainforest and mineral composition of the soils, *Science*, 260, p. 521-523.
- LUIZÃO, F. J., 1989. Litter production and mineral element input to the forest floor in a central amazonian forest, *Geo Journal*, 19, 4, p. 407-417.
- MATHIEU, D., BERNAT, M. et NAHON, D., 1996. Mobility of uranium and thorium isotopes in a lateritic weathered tropical granite, Pitinga, Amazonia, Brazil, ETSL (sous presse).
- MERINO, E., NAHON, D. et WANG, Y., 1993. Kinetics and mass transfer of pseudomorphic replacement: application to replacement of parent minerals and kaolinite by Al, Fe, and Mn oxides during weathering, *Am. J. Science*, 2932, p. 135-155.
- MIZELE, J., DANDURAND, J. L. et SCHOTT, J., 1985. Determination of the surface energy of amorphous silica from solubility measurements in micropores, *Surface Science*, 162, p. 830-837.
- NOVIKOFF, A., 1974. L'altération des roches dans le Massif du Chaillu (République populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique, *Thèse Sc.*, Strasbourg, 298 p., déposée à la Soc. géol. France.
- PÉDRO, G., 1968. Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, X, p. 457-470.
- PIMENTEL DA SILVA, L., HODNETT, M.G., ROCHA, H.R. et CRUZ SENNA, R., 1992. A comparison of dry season soil water depletion beneath central Amazonian pasture and rainforest, In : *Proc. VII Cong. Bras. Meteorologia, São Paulo*, p. 308-313.
- PUTZER, H., 1984. The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources, *Monographiae Biologicae*, 56, p. 15-46.
- RIGHI, D., BRAVARD, S., CHAUVEL, A., RANGER, J. et ROBERT, M., 1990. *In situ* study of soil processes in an oxisol-spodosol sequence of Amazonia (Brazil), *Soil Sci.*, 150, 1, p. 438-445.
- ROBERT, M., RAZZAGHE, M. K., VICENTE, M. A. et VENEAU, G., 1979. Rôle du facteur biochimique dans l'altération des minéraux silicatés, *Science du Sol*, 2-3, p. 153-174.
- ROBERT, M., VENEAU, G. et HERVIO, M., 1984. Influence des polycaations du fer et de l'aluminium sur les propriétés des argiles, *Science du Sol*, 3, p. 235-251.
- ROZANSKI, K., ARAGUAS-ARAGUAS, L., PLATA BEDMAR, A., FRANKEN, W., TANCREDI, A. C. et TUNDIS VITAL, A. R., 1991. International Symposium on the use of Stable Isotopes in Plant Nutrition, Soil Fertility and Environmental Studies, IAEA-SM-313.
- SANFORD, R. L., 1985. Amazon rain forest fires, *Science*, 227, p. 53-55.
- SCHWARTZ, D., 1988. *Histoire d'un paysage : le Loussé. Paléoenvironnement quaternaire et podzolisation sur sables Batéhi (quarante derniers millénaires, région de Brazzaville, R.P. Congo)*, ORSTOM, Paris, 285 p.
- SIEFFERMANN, G., 1969. Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun, *Mém. 66, ORSTOM*, 183 p.
- SOUBIÈS, F., 1980. Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols : 6 000-3 000 ans, *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, XI, p. 133-148.
- TARDY, Y. et NOVIKOFF, A., 1988. Activité de l'eau et déplacement des équilibres gibbsite-kaolinite dans les profils latéritiques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, série II, p. 39-44.
- TURENNE, J. F., 1977. Mode d'humification et différenciation podzologique dans deux toposéquences guyanaises, *Mém.*, 84, 173 p.
- VEILLON L., 1990. Sols ferrallitiques et podzols en Guyane Septentrionale. Relations entre systèmes de transformations pédologiques et évolution historique d'un milieu tropical humide et forestier, *Thèse*, Université de Paris-VI, 191 p.
- VOLKOFF, B., 1985. Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations, *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXI, 4, p. 225-236.
- WANG, Y., WANG, A. et MERINO, E., 1994. Dynamic weathering model: constraints required by coupled dissolution and pseudomorphic replacement, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, p. 1559-1570.