

NATURE DES OXYDES DE FER DANS LES SOLS DU BRÉSIL RÉPARTITION EN FONCTION DU CLIMAT

Boris VOLKOFF*, Adolfo José MELFI** et Georges PEDRO***

RÉSUMÉ — L'hématite et la goéthite sont les principaux constituants ferrifères des sols du Brésil. L'hématite et surtout la goéthite présentent divers niveaux de substitution du fer par l'aluminium. Le rapport hématite/goéthite et les substitutions dans la goéthite varient suivant la nature du sol et les conditions de l'environnement. La goéthite la plus fortement substituée est rencontrée dans les latosols rouges du Brésil Central à climat contrasté ; elle est alors associée à de l'hématite et de la gibbsite. Hématite et gibbsite tendent à disparaître lorsqu'on passe aux zones sans saisons sèches d'Amazonie et du Brésil subtropical ou aux régions semi-arides du Nordeste. Les substitutions de la goéthite sont encore moyennes en Amazonie et dans le Brésil subtropical. Dans le Nordeste elles varient suivant la couverture pédologique considérée : elles sont plus fortes dans les vieilles couvertures des plateaux que dans les couvertures jeunes des plaines. Dans ces dernières la goéthite peut être à nouveau associée à de l'hématite. Le climat seul ne peut expliquer ces variations à l'échelle du Brésil ; les interactions du climat avec les organisations pédologiques doivent nécessairement être prises en compte.

Sols ferrallitiques, Hématite, Goéthite, Gibbsite

Iron oxides occurring in Brazilian soils and its relationships with climate

ABSTRACT — Goethite and haematite are the main iron constituents of the Brazilian lateritic soils. Haematite and especially goethite present distinct degrees of Al substitution according to the distribution of the soils in the different bioclimatic regions. The goethite which has a higher degree of Al substitution are found in the Red Latosols of Central Brazil which presents a marked seasonal climate. Goethite is associated to a great amount of haematite and gibbsite. Both of these disappear either in the humid zone of Amazon and Subtropical regions or in the arid zone of the Northeastern region. In Amazon and Subtropical regions, in well drained soils, the goethite presents a rather high degree of Al substitution. In the Northeastern region, the rate of Al substitution varies according to the different topographic levels : in the old pedological covers associated to the higher levels the goethite presents a higher Al substitution rate while in the younger pedological covers of the lower levels the goethite has a low degree of Al substitution and can be associated to a small amount of haematite.

Ferrallitic soils, Haematite, Goethite, Gibbsite

I — INTRODUCTION

Dans les sols tropicaux l'individualisation du fer sous forme d'oxydes et d'hydroxydes est essentiellement le résultat de l'hydrolyse et de l'oxydation du Fe^{II} des minéraux primaires des roches mères.

La nature des minéraux néoformés aux premiers stades de l'altération dépend des conditions dans lesquelles se réalise cette altération, c'est-à-dire de la température, de l'oxygénation du milieu, du pH de la solution du sol, de sa concentration en silice, etc. Pour les oxy-hydroxydes de fer, deux voies de genèse distinctes ont été mises en évidence : l'une conduit directement à la goéthite, l'autre passe par un précurseur, le ferrihydrite, qui par vieillissement donne l'hématite (SCHWERTMANN, 1966 ; CHUKROV *et al.*, 1973 ; NALOVIC, 1974).

Au cours du développement de la pédogenèse, l'environnement pédo-géochimique se modifie progressivement et les milieux ne sont plus identiques dans toute l'épaisseur des profils. Les constituants ferriques

* ORSTOM, B.P. 1857, Yaoundé, Cameroun.

** Institut d'Astronomie et de Géophysique, Université de Sao Paulo, Brésil.

*** INRA, Laboratoire des Sols, route de St-Cyr, 78000 Versailles, France.

27 MARS 1991

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 31.721-101

Cote : B M p22

initialement formés subissent alors une succession de modifications. Les transformations ont été surtout étudiées dans les profils latéritiques cuirassés. On a montré que la goethite est souvent seule présente dans les altérites ; elle est ensuite progressivement remplacée par l'hématite dans une zone nodulaire et indurée où le fer se concentre ; la goethite devient à nouveau dominante dans la partie la plus superficielle des profils (NAHON, 1976 ; NAHON *et al.*, 1977 ; BOCQUIER *et al.*, 1984).

Il a été également montré que dans les sols le rapport goethite/hématite est fonction du climat régional (TAYLOR et GRALEY, 1967 ; FITZPATRICK et SCHWERTMANN, 1982 ; KÄMPF et SCHWERTMANN, 1983 ; SCHWERTMANN et LATHAM, 1986). Ce critère a aussi permis de délimiter et de caractériser les domaines pédo-géochimiques du Brésil (MELFI *et al.*, 1979).

Les produits ferrugineux peuvent ainsi être des traceurs de l'évolution pédologique. Il est important de souligner que leur nature dépend à la fois de l'environnement bioclimatique externe et du degré d'évolution du sol.

Par ailleurs, goethite et hématite présentent couramment des substitutions de leur fer par de l'aluminium (NORRISH et TAYLOR, 1961 ; PÉRINET et LAFONT, 1972). Il en résulte des modifications importantes de la plupart de leurs caractéristiques : taille, cristallinité, surface spécifique (BIGHAM *et al.*, 1978 ; SCHULZE, 1984 ; SCHULZE et SCHWERTMANN, 1984 ; SCHWERTMANN *et al.*, 1985) et des modifications de leur stabilité (TORRENT *et al.*, 1987).

L'activité de l'eau est un des paramètres qui règlent les équilibres entre les oxydes ou hydroxydes de fer et d'aluminium (TARDY et NAHON, 1985). Elle dépend de la température et de l'humidité, mais aussi de la taille des pores (DIDIER *et al.*, 1985). La substitution en aluminium est en même temps le reflet de l'activité de l'aluminium dans le milieu interne. Cette dernière est gouvernée par le pH, la nature des composés alumineux présents, l'activité de la silice, etc. Elle est donc aussi liée à l'équilibre du couple silice-kaolinite et aux interactions hématite-kaolinite (HERBILLON *et al.*, 1976 ; AMBROSI *et al.*, 1986 ; MULLER et BOCQUIER, 1986). La substitution par l'aluminium est donc, en définitive, étroitement reliée à un certain nombre de facteurs pédogénétiques.

Ceci explique que sa prise en compte conduise à une différenciation beaucoup plus fine des pédo-environnements que le seul rapport hématite/goethite (FITZPATRICK et SCHWERTMANN, 1982 ; CURL et FRANZMEIER, 1984 ; SCHWERTMANN et KÄMPF, 1985).

L'analyse des constituants ferriques du sol à un tel niveau de détail conduit nécessairement à l'étude des différenciations pédologiques, et des facteurs qui les déterminent — topographie, roche mère notamment —, aux échelles où ces différenciations se manifestent, c'est-à-dire, le plus souvent, à l'échelle des unités paysagiques. Ceci exclut donc, à première vue, toute idée de travail à une échelle régionale.

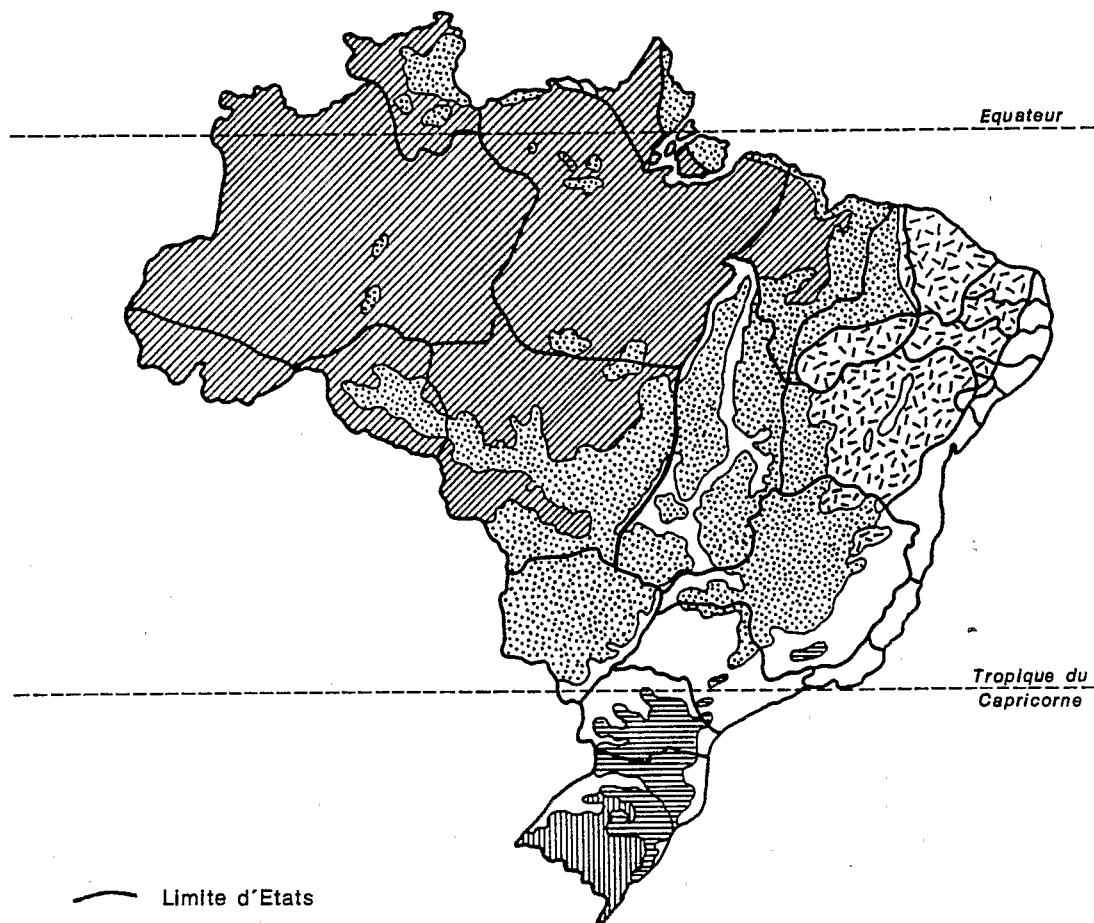
Dans le cas du Brésil, il faut toutefois considérer les caractéristiques particulières de sa couverture pédologique. Celle-ci est en effet disposée suivant des ensembles topographiques qui sont de très vastes surfaces planes s'étendant sur plusieurs zones bioclimatiques distinctes, et dont les sols sont relativement homogènes car une pédogenèse ferrallitique y a toujours fortement atténué les variations dues aux diversités lithologiques (VOLKOFF, 1985).

Dans ces conditions une analyse des constituants ferriques des sols à une échelle régionale peut être tentée. Un travail de ce type a d'ailleurs été réalisé pour le Nordeste du Brésil. Il a montré que, sur des sols homologues, les variations géographiques du degré de substitution des goethites étaient parallèles à celles du climat actuel (VOLKOFF, 1983).

Partant du fait que la couverture pédologique du Brésil peut être subdivisée en grandes unités morpho-pédologiques hiérarchisées dans le paysage, on a donc cherché à mettre en relation, à l'échelle de l'ensemble du pays, les caractéristiques des constituants ferriques de leurs sols avec celles de leur environnement bioclimatique.

On a considéré cinq grandes régions bioclimatiques (fig. 1) :

- Le Nordeste qui est le domaine de la brousse à épineux (« caatinga ») ; la pluviométrie y est faible (moins de 1000 mm), sauf sur la côte où règne la forêt ; les températures moyennes sont élevées (plus de 25 °C).
- Le Centre-Ouest ou Brésil Central, qui est le domaine de la savane, généralement arborée (« cerrado »), à climat tropical humide (1500 mm de pluie annuelle) à saison sèche bien marquée (5 mois de saison sèche).
- Le Sudeste est le domaine de la forêt tropicale (forêt « atlantique » qui s'étend, au-delà du Sudeste



	<u>Région</u>	<u>Climat</u>	<u>Végétation</u>
1	Nordeste	Tropical semi-aride	"Caatinga"
2	Brésil Central	Tropical à saisons contrastées	"Cerrado"
3	Sudeste et Littoral Atlantique	Tropical sub-chaud, sub-humide	Forêt tropicale
4	Nord	Equatorial	Forêt équatoriale
5	} Sud	Sub-tropical à tempéré	{ Forêt à "Araucarias" Prairie

Fig. 1 — Les régions bioclimatiques du Brésil.
Bioclimatic regions in Brazil.

proprement dit, sur tout le littoral du Nordeste) ; la pluviosité est de l'ordre de 1500 mm ou plus et il y a plusieurs mois de saison sèche ; les températures sont en moyenne un peu plus faibles que dans les régions précédentes du fait de la latitude (la zone se trouve sous le Tropique) et de l'altitude qui dépasse souvent 800 m.

- Le Nord ou Amazonie est le domaine de la forêt équatoriale, la pluviosité est > 1500 mm et il n'y a qu'une courte saison sèche (0 à 3 mois).
- Le Sud est le domaine de la forêt à araucarias et de la prairie subtropicale, la pluviosité est élevée, plus de 1500 mm ; il n'y a pas de saison sèche marquée et les températures moyennes annuelles sont inférieures à 18 °C.

La couverture pédologique de chacune de ces régions est essentiellement ferrallitique. Les sols dominants sont des sols du type oxisols (latosols dans la terminologie brésilienne) caractérisés par une microagrégation très poussée des constituants, ce qui leur confère une grande perméabilité quel que soit leur taux d'argile. Il y a aussi des ultisols et cambisols qui n'ont pas ces caractéristiques. La plupart de ces sols sont fortement désaturés.

La couverture pédologique se présente généralement distribuée en deux niveaux topographiques. Ces deux niveaux sont très nettement différenciés au Brésil Central et dans le Nordeste : l'un forme un plateau, l'autre des pénélaines intérieures ; la différence d'altitude dépasse plusieurs centaines de mètres. Les sols du niveau supérieur sont généralement des latosols très fortement désaturés, alors que ceux des niveaux inférieurs sont, en même temps, moins typiquement latosoliques et moins fortement désaturés ; les latosols du niveau inférieur sont, par ailleurs, associés à des ultisols, des cambisols et, dans le Nordeste plus spécifiquement, à des sols fersiallitiques peu désaturés.

II — MATÉRIEL ET MÉTHODES

Le sol a été considéré dans ses deux premiers mètres superficiels. 220 sites distribués entre l'extrême Sud du Brésil et l'Amazone ont été échantillonnés.

1. Echantillonnage

Celui-ci n'a pas été fait suivant une maille régulière. On a seulement cherché à avoir un échantillon des principaux ensembles pédologiques connus. Les horizons B des sols ont été systématiquement analysés. Pour les sols ferrallitiques homogènes sur au moins 2 ou 3 m, seul l'horizon B a été analysé ; il s'agit en général d'un échantillon prélevé à 100 cm de profondeur. Dans le cas des sols ferrallitiques à variations verticales prononcées et des sols fersiallitiques, plusieurs horizons successifs ont été analysés, mais c'est l'horizon B qui a été pris en considération pour les comparaisons.

2. Méthodes d'analyse

Seuls les échantillons comportant des éléments grossiers — ce cas n'a d'ailleurs été que très rarement rencontré — ont été tamisés à 2 mm.

Après avoir constaté que dans tous les sols les oxy-hydroxydes de fer étaient essentiellement associés à l'argile granulométrique (fraction $< 2 \mu\text{m}$), seule cette fraction a été analysée.

L'argile a été extraite, après destruction de la matière organique par l'eau oxygénée, agitation lente, et dispersion à la soude à pH 10, par siphonnages successifs jusqu'à épuisement. Elle a été flocculée avec MgCl_2 , centrifugée, lavée à l'eau et à l'alcool, et enfin séchée à 60 °C.

Une partie de l'argile a été soumise à une attaque à la soude 2N (PÉRINET, 1974) à raison de 0,1 g par litre, à ébullition pendant 30 minutes. Après décantation le résidu a été lavé à l'eau et séché à 60 °C. Les grains obtenus ont été broyés au mortier d'agate, et la poudre a été étalée et fixée sur une lame de verre à l'aide d'une goutte de tétrachlorure de carbone.

La lame a été passée à un diffractomètre à RX de marque Rigaku, anticathode de cuivre (15 mA, 35 KV), vitesse de rotation du goniomètre $1/4^{\circ}20/\text{min}$ (constante de temps 4 sec, SS 2° , DS 2° , 2000 CPS). Un premier passage a été fait entre 30° et 40° pour identifier les oxydes présents : l'hématite par ses raies d(110) et d(104) à 2,15 Å et 2,69 Å et la goethite par ses raies d(111) et d(130) à 2,452 Å et 2,698 Å. Ceci a permis de séparer les échantillons en quatre catégories : (1) à hématite seule ou seulement traces de goethite, (2) à hématite > goethite, (3) à goethite > hématite, (4) à goethite seule, ou seulement avec traces d'hématite.

Les échantillons comportant de la goethite ont été mélangés à du nitrate de plomb utilisé comme étalon interne, à raison de 10 % en poids, et repassés aux RX dans l'intervalle entre le pic d(111) de la goethite et le pic 2,370 Å du nitrate de plomb. Au moins trois répétitions ont été faites. On a mesuré la distance entre les deux pics, ce qui a permis de calculer l'écart D en Å du pic d(111) de la goethite de l'échantillon avec le pic d(111) de la goethite du standard ASTM, soit 2,452 Å. La substitution du fer par l'aluminium a été évaluée en utilisant la formule :

$$(\text{Al mole } \%) = 800 \cdot D$$

qui est une approximation dérivée des formules utilisées par FITZPARTRICK et SCHWERTMANN (1982) et par SCHULZE (1984) qui sont respectivement :

$$d(111) = 2,452 - 0,001377 (\text{Al mole } \%) \text{ ou } (\text{Al mole } \%) = 726,2 \cdot D$$

$$d(111) = 2,452 - 0,001175 (\text{Al mole } \%) \text{ ou } (\text{Al mole } \%) = 850,7 \cdot D$$

La détermination de la gibbsite a été faite par analyse thermique différentielle sur une aliquote de terre totale broyée. Lorsque la gibbsite était présente, elle a été évaluée quantitativement par référence à une courbe étalon établie avec de la gibbsite pure mélangée à du sol calciné à 1100°C de même granulométrie.

III — RÉSULTATS

1. Rapport hématite/goethite (tableau I)

a) *Brésil Central*

Tous les cas, sols à hématite seule (H), sols à hématite plus abondante que la goethite ($H > G$), goethite plus abondante que l'hématite ($H < G$) et sols à goethite seule (G) sont rencontrés.

Les sols à hématite seule sont des latosols très désaturés ; ils occupent soit le niveau supérieur soit le niveau inférieur. Ils sont associés à des roches mères particulières. Sur le niveau supérieur ce sont des latosols typiques argileux formés sur basaltes, dolérites, amphibolites, tous très gibbsitiques. Sur le niveau inférieur on retrouve des latosols sur ces mêmes roches mais aussi sur des grès et des itabirites. Les caractères latosoliques du sol sont en général atténués.

Les sols à $H > G$ et à $H < G$ appartiennent surtout au niveau supérieur ; ce sont encore des latosols typiques argileux à gibbsite. On les rencontre plus rarement sur le niveau inférieur ; il s'agit alors soit de latosols sableux, soit de sols fersiallitiques ; aucun n'est gibbsitique.

Les sols à goethite seule sont peu fréquents et apparaissent plutôt à l'Est (en direction du Nordeste) qu'à l'Ouest de Brasilia ; ils contiennent peu ou pas de gibbsite.

b) *Amazonie*

Il n'y a pas de sols à hématite seule.

Les sols à $H > G$ sont relativement rares au coeur de l'Amazonie où ils n'existent que sur basaltes. Dans les zones de transition vers les savanes du Brésil Central ils apparaissent, par contre, avec une certaine fréquence.

Les sols à $H < G$ sont les plus communs d'Amazonie ; ce sont des sols jaune-ocre, plus ou moins gibbsitiques.

Tableau I
Proportions relatives d'hématite et de goéthite dans les horizons B des sols suivant les régions bioclimatiques du Brésil, les niveaux topographiques, les grands types de roches, et présence éventuelle de gibbsite
 Proportion of haematite to goethite in B horizons of brasilian soils according to the bioclimatic region, the topographic level and the parent-rock, and occurrence of gibbsite

	Brésil Central	Amazonie	Sudeste	Sud	Nordeste
hématite seule (H)	sur toutes roches sur tous niv. gibbsite	non	sur basaltes et roches basiques peu de gibbsite	non	sur niv.infér. surtout sur grès pas de gibbsite
hématite > goéthite (H>G)	sur toutes roches sur tous niv. gibbsite	rare sur basaltes pas de gibbsite	rare sur basaltes et roches basiques peu de gibbsite	sur basaltes seulement	sur niv.infér. surtout sur grès pas de gibbsite
hématite < goéthite (H<G)	sur toutes roches sauf basaltes tous niveaux gibbsite	sur toutes roches sauf sur basaltes gibbsite	sur toutes roches sauf basaltes peu de gibbsite	sur toutes roches y compris basaltes rare gibbsite	non
goéthite seule (G)	sur toutes roches sauf basaltes et roches basiques peu de gibbsite	sur toutes roches sur grès surtout sauf basaltes peu de gibbsite	sur toutes roches sauf basaltes peu de gibbsite	sur toutes roches sauf basaltes très rare gibbsite	sur tous niv. toutes roches sauf roches basiques pas de gibbsite

Les sols à goéthite seule (G) sont aussi fréquents ; ce sont des latosols jaunes ; la plupart sont dérivés de grès ; ils peuvent contenir de la gibbsite.

c) Sudeste

Les sols à hématite seule, ou à $H > G$, occupent une grande surface dans le Sudeste. Ils correspondent aux latosols sur basaltes et sur roches basiques.

Les sols à $H < G$ sont aussi abondants ; ce sont des sols « jaune sur rouge », à horizons A et B jaunes et horizons BC et C rouges. La goéthite domine donc largement sur l'hématite dans la partie supérieure jaune du profil ; en profondeur, dans la partie rouge du profil, les proportions relatives d'hématite varient beaucoup d'un sol à l'autre. Tous ces sols contiennent peu de gibbsite.

La goéthite seule ne se rencontre que dans les latosols jaunes et les cambisols d'altitude. Ces sols contiennent peu de gibbsite. Comme les sols à $H < G$ précédents ils tendent vers le rouge en profondeur, mais il est rarement possible d'y identifier l'hématite avec certitude.

d) Sud

Dans cette région on trouve des sols à $H > G$, surtout à $H < G$, brun-rouge ou bruns, développés sur basalte, et des sols à goéthite seule qui sont des cambisols jaunes sur rhyolites et sur roches cristallines. Ces derniers sont généralement pauvres en fer et sans gibbsite.

e) Nordeste

Les sols à hématite seule, ou à $H > G$, ne se rencontrent que sur grès et que sur le niveau inférieur. Les sols à $H < G$ sont tout à fait exceptionnels. Les sols à goethite seule sont, par contre, très largement représentés. On les trouve sur tous les types de roches, sauf les roches basiques, sur les deux niveaux supérieurs. Aucun de ces sols du Nordeste ne présente de gibbsite.

2. Variations de la substitution dans les goethites (fig. 2)

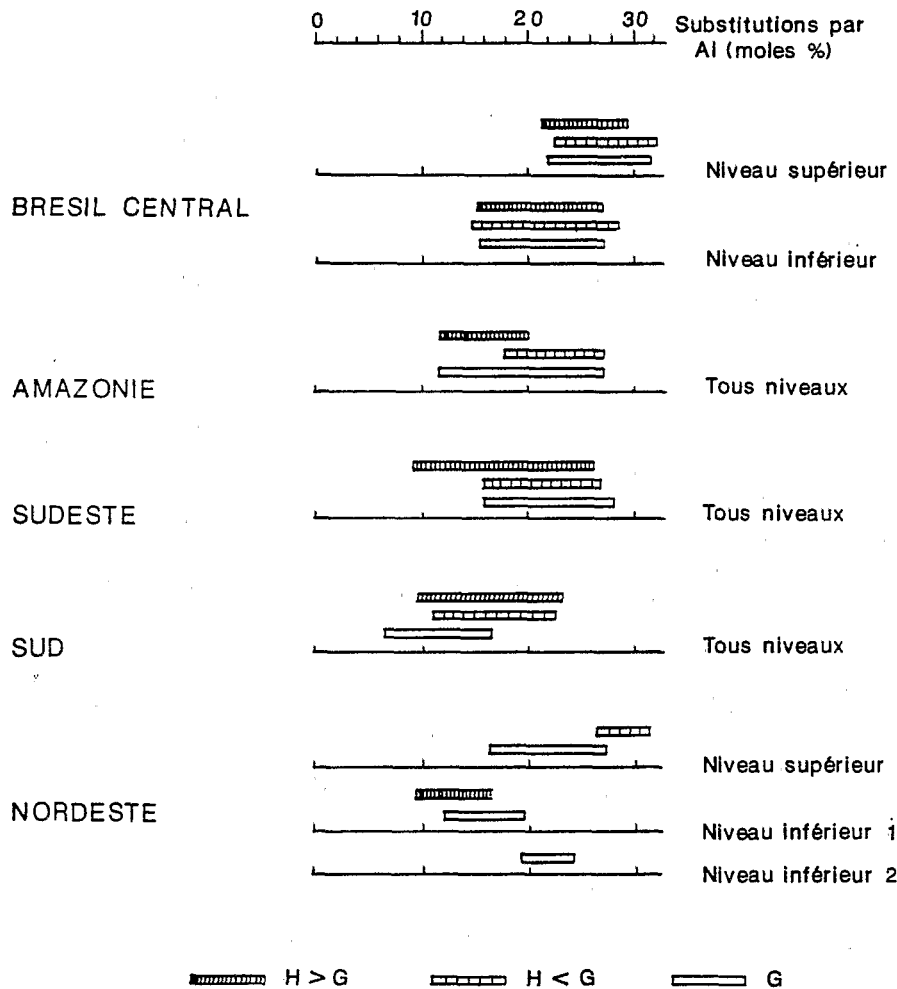


Fig. 2 — Intervalles de variation du degré de substitution en Al dans la goethite des sols des grandes régions bioclimatiques du Brésil suivant leurs proportions relatives en goethite et hématite : ($H > G$) hématite > goethite, peu de goethite ; ($H < G$) hématite < goethite, peu d'hématite ; (G) hématite absente ou traces d'hématite.

Al substitution range of goethite in soils from main bioclimatic regions of Brazil according to the haematite/goethite ratio : ($H > G$) haematite > goethite, small amount of goethite ; ($H < G$) haematite < goethite, small amount of haematite ; (G) without haematite or traces of haematite.

a) Brésil Central

La goethite des sols du niveau supérieur est toujours très fortement substituée (20 à 33 moles %) ; les substitutions les plus fortes sont rencontrées dans des sols relativement pauvres en hématite ($H < G$ et G). Dans les sols du niveau inférieur les substitutions peuvent être fortes (20 à 30 moles %) ou moyennes (15 moles %).

b) Amazonie

La substitution varie de 10 à 25 moles %. Les valeurs basses se rencontrent dans les goethites des sols rouges sur basaltes ($H > G$) ou dans les sols lessivés de l'Ouest de l'Amazonie (G) dérivés d'argiles 2/1 et tous relativement peu désaturés. Les substitutions les plus courantes sont comprises entre 15 et 25 moles % ($H < G$ et G), les valeurs élevées ($H < G$ et G) se rapportant, pour la plupart, aux sols de zones de transition entre l'Amazonie et le Brésil Central.

c) Sudeste

Dans cette région les taux de substitution oscillent entre 9 et 28 moles %. Les valeurs les plus faibles se rapportent essentiellement à des sols rouges sur basalte ($H > G$) ou à des sols fersiallitiques ($H > G$ également) moyennement désaturés sur roches basiques. Les valeurs les plus élevées concernent des latosols (G et $H < G$) très désaturés appartenant à un plateau, témoin avancé du Plateau Central en direction du Sudeste. Si on exclut ces extrêmes, on reste, pour tous les autres sols, c'est-à-dire les latosols jaunes sur rouges et les cambisols jaunes, dans une fourchette de 15-25 moles % de substitution.

d) Sud

Les valeurs sont comprises entre 6 et 24 moles %. Les goethites peu substituées (entre 6 et 16 moles %) appartiennent aux sols jaunes lessivés sur roches cristallines ou sur rhyolites de l'extrême Sud du Brésil (G), tandis que les plus fortement substituées se rapportent à des sols sur basalte où la goethite est associée à de l'hématite ($H > G$ et $H < G$).

e) Nordeste

Dans les sols du niveau supérieur de cette région, les substitutions varient de 15 à plus de 30 moles %. Des substitutions fortes (30 moles %) ne sont trouvées que dans des sols $H < G$. Il s'agit de sols des transitions vers les zones à climat plus humide du Brésil Central et du Sudeste. C'est d'ailleurs à ces mêmes zones de transition que correspondent les taux de substitution les plus élevés observés sur sols à goethite seule (G) ; les taux faibles sont à attribuer aux sols des zones les plus arides du plateau.

En ce qui concerne le niveau inférieur, il est nécessaire de distinguer la partie interne, soumise à un climat semi-aride (niveau inférieur 1), et la partie côtière, soumise à un climat humide (niveau inférieur 2).

Le niveau inférieur 1 comporte deux ensembles de sols : le premier comporte surtout des latosols et des sols fersiallitiques rouges ($H > G$) en général peu désaturés, le second des latosols jaunes désaturés (G). Dans ces deux ensembles la goethite est relativement peu substituée : 9 à 16 moles % pour les sols rouges, 11 à 18 moles % pour les sols jaunes.

Dans les sols du niveau inférieur 2, essentiellement latosols jaunes très désaturés, les goethites sont substituées à 18 à 24 moles %.

IV — DISCUSSION ET CONCLUSION

Excluant les basaltes, on constate qu'à l'échelle du Brésil :

- Il n'y a pas de sols à hématite seule — les sols à hématite abondante y sont tout aussi exceptionnels — dans les zones humides d'Amazonie et du Brésil du Sud-Sudeste. Mais on en trouve partout où il y a une saison sèche marquée. L'hématite se développe alors de préférence sur certaines roches mères telles que les roches basiques et les grès.
- Les sols à goethite seule existent sous tous les types de climat, des plus humides aux plus secs.

- Les sols à goethite et hématite, à goethite plus abondante que l'hématite, sont relativement rares sous climat sec du Nordeste et sont plus fréquents à partir d'un certain seuil pluviométrique.

En ce qui concerne les substitutions dans la goethite, le maximum est observé dans les sols à hématite + goethite du Brésil Central. Ce sont ces mêmes sols qui présentent l'hématite la plus abondante et la plus forte gibbsitisation.

La substitution décroît lorsqu'on passe aux zones humides, qu'elles soient équatoriales ou sub-tropicales. Elle décroît aussi lorsqu'on passe aux zones sèches.

Si on prend en considération le type de sol, on constate que dans les *latosols très désaturés* :

- le climat tropical contrasté humide est propice à l'association hématite-goethite avec une goethite très fortement aluminisée ; il y a beaucoup de gibbsite ;
- le climat humide sans saison sèche favorise la goethite, une goethite moyennement substituée, qui se maintient en présence de gibbsite ;
- le climat très sec n'est pas favorable à l'hématite, la goethite s'y maintient seule ; elle est moyennement substituée et il n'y a pas de gibbsite.

On arrive aux mêmes conclusions avec la plupart des sols ferrallitiques (ultisols, cambisols). On note seulement que dans le Brésil Central ces sols ferrallitiques sont généralement peu ou pas gibbsitiques et que la goethite y est moins substituée que dans les *latosols*.

Sur les *sols peu désaturés* du Nordeste, on constate que la goethite est généralement peu substituée et qu'elle est souvent associée à l'hématite. L'hématite n'apparaît donc en milieu semi-aride que si le sol est peu désaturé.

On met ainsi en évidence :

- un domaine de la goethite en milieu désaturé sous climat humide,
 - un domaine de l'hématite en milieu peu désaturé sous climat sec,
- ce qui est en parfait accord avec les observations généralement faites, tant sur le terrain qu'au laboratoire (NALOVIC, 1974 ; TORRENT *et al.*, 1982 ; SCHWERTMANN et MURAD, 1983 ; DIDIER *et al.*, 1985).

On vérifie également que la substitution du fer par l'aluminium dans la goethite augmente à mesure que l'aluminium est plus abondant dans le milieu, et qu'elle est minimum dans les sols sans gibbsite, maximum dans les sols gibbsitiques (TARDY et NAHON, 1985).

Mais on montre aussi :

- que gibbsite et goethite très substituée peuvent coexister avec l'hématite, cas des *latosols rouges* du Brésil Central,
- et qu'en climat sec une goethite, même relativement peu substituée, ne donne pas toujours de l'hématite, cas des *latosols jaunes* du Nordeste,

qu'il existe donc des situations où les règles généralement admises concernant la stabilité de l'hématite en présence de gibbsite (TARDY et NAHON, 1985 ; TROLARD et TARDY, 1987) ou en présence de goethite substituée (TORRENT *et al.*, 1987) ne peuvent pas être directement appliquées.

Dans ces cas le comportement de l'hématite ne peut s'expliquer que si on prend en compte le fonctionnement hydrique particulier qui découle de l'organisation microstructurale des *latosols*, principaux sols en cause. Leur organisation microstructurale rend en effet possible une évolution différentielle qui permet la stabilité simultanée de l'hématite à l'intérieur des microagrégats et de la paragenèse goethite alumineuse + gibbsite à la périphérie des vides interagrégats.

Cette double évolution ne se réalise que si le climat est suffisamment humide.

Par ailleurs le maintien d'une goethite sans hématite sous climat très sec ne s'explique que si on admet l'héritage d'une goethite formée en même temps que le *latosol* fortement désaturé dans des conditions paléoclimatiques nettement plus humides. Le climat actuel est trop aride pour mobiliser le fer et transformer la goethite qui est substituée, donc relativement stable (TORRENT *et al.*, 1987).

En définitive, la nature des oxy-hydroxydes de fer présents dans les sols tropicaux non indurés est déterminée par un ensemble de facteurs qui sont : (1) le climat externe, (2) le pédoclimat qui est fonction de l'organisation pédologique interne, (3) les formes d'oxydes hérités.

Les climats humides conduisent à une uniformisation avec une paragenèse simple : goethite, de plus en plus alumineuse au fur et à mesure du développement de la désilicification.

Sous climats tropicaux contrastés, la micro-agrégation oriente vers une paragenèse hématite-goethite très substituée-gibbsite. Ces trois constituants sont en équilibre tant que la micro-agrégation est stable. C'est donc l'organisation pédologique qui prime.

Sous climats secs cette même organisation pédologique maintient des conditions propices à la stabilité de goethites substituées héritées d'évolutions paléoclimatiques.

Il y a donc une logique de la distribution géographique des goethites substituées et de celle des hématites qui les accompagnent. On montre que cette distribution ne peut être expliquée que si l'on prend en considération les interactions spécifiques entre les organisations pédologiques et le climat. On met ainsi en évidence le comportement particulier de certains sols ferrallitiques, comportement qui peut être différent de celui qui est décrit pour des formations latéritiques indurées (NAHON, 1976 ; NAHON *et al.*, 1977 ; MULLER et BOCQUIER, 1986).

Manuscrit déposé le 3 février 1989 ; accepté le 6 septembre 1989

BIBLIOGRAPHIE

- AMBROSI J.P., NAHON D. et HERBILLON A.J. (1986) — The epigenetic replacement of kaolinite by hematite in laterite. Petrographic evidence and the mechanisms involved. *Geoderma*, 37, p. 283-294.
- BIGHAM J.M., GOLDEN D.C., BOWEN L.H., BUOL S.W. et WEED S.B. (1978) — Iron oxide mineralogy of well drained ultisols and oxisols. I. Characterization of iron oxides in clays by Mössbauer spectroscopy, X-ray diffractometry and selected chemical techniques. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 42, p. 816-825.
- BOCQUIER G., MULLER J.P. et BOULANGE B. (1984) — Les latérites. Connaissance et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. In A.F.E.S., Livre jubilaire du Cinquantenaire (France), p. 123-138.
- CHUKROV F.V., ZVYAGIN B.B., GORSHOV A.I., ERMILOVA L.P. et BALASHOVA V.V. (1973) — Ferrihydrite. *Izvest. Akad. Nauk. SSSR, Serv. geol.*, 4, p. 23-33.
- CURI N. et FRANZMEIER D.P. (1984) — Toposéquence of oxisols from the Central plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 48, p. 341-346.
- DIDIER P., PERRET D., TARDY Y. et NAHON D. (1985) — 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., Strasbourg*, 38, 4, p. 383-397.
- FITZPATRICK R.W. et SCHWERTMANN U. (1982) — Al-substituted goethite — an indicator of pedogenetic and other weathering environments in South Africa. *Geoderma*, 27, p. 335-347.
- HERBILLON A.J., MESTDAGH M.M., VIELVOYE L. et DEROUANE E.G. (1976) — Iron in kaolinite with special reference to kaolinite from tropical soils. *Clay Minerals*, 11, p. 201-219.
- KÄMPF N. et SCHWERTMANN U. (1983) — Goethite and hematite in a climosequence in southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. *Geoderma*, 29, p. 27-29.
- MELFIA J., PEDRO G. et VOLKOFF B. (1979) — Natureza e distribuiçao dos compostos ferriferos nos solos do Brasil. *Rev. bras. Ci. Solo*, 3, 1, p. 47-54.
- MULLER J.P. et BOCQUIER G. (1986) — Dissolution of kaolinites and accumulation of iron oxides in lateritic-ferruginous nodules. Mineral and microstructural transformations. *Geoderma*, 37, p. 113-136.
- NAHON D. (1976) — Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs. Géochimie, structures, relais et coexistence. *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 44, 232 p.
- NAHON D., JANOT C., KARPOFF A.M., PAQUET H. et TARDY Y. (1977) — Mineralogy, petrography and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the western part of Senegal. *Geoderma*, 19, p. 263-277.

- NALOVIC Lj. (1974) — Recherches géochimiques sur les éléments de transition dans les sols. Etude expérimentale de l'évolution des composés ferriques au cours de la pédogenèse. *Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, 66, 235 p.
- NORRISH K. et TAYLOR R.M. (1961) — The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. *J. Soil Sci.*, 12, p. 294-306.
- PÉRINET G. et LAFONT G. (1972) — Sur les paramètres cristallographiques des hématites alumineuses. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, C, p. 1021-1024.
- PÉRINET G. (1974) — Contribution à la connaissance minéralogique de formations bauxitiques de Provence. Thèse Doc. Univ. Provence, Aix-Marseille I, 212 p.
- SCHULZE D.G. (1984) — The influence of aluminum on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay Minerals*, 32, 1, p. 36-44.
- SCHULZE D.G. et SCHWERTMANN U. (1984) — The influence of aluminium on iron oxides. X. Properties of Al-substituted goethites. *Clay Minerals*, 19, p. 521-539.
- SCHWERTMANN U. (1966) — Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide. *Nature*, 212, p. 645-646.
- SCHWERTMANN U. et KÄMPF N. (1985) — Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and Central Brazil. *Soil Sci.*, 139, p. 344-350.
- SCHWERTMANN U. et LATHAM M. (1986) — Properties of iron oxides in some New Caledonian oxisols. *Geoderma*, 39, p. 105-123.
- SCHWERTMANN U. et MURAD E. (1983) — The effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite. *Clays and Clay Minerals*, 31, p. 277-284.
- SCHWERTMANN U., CAMBIER Ph. et MURAD E. (1985) — Properties of goethites of varying crystallinity. *Clays and Clay Minerals*, 33, p. 369-378.
- TARDY Y. et NAHON D. (1985) — Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite, and Fe³⁺-kaolinite in bauxites and ferricretes : an approach to the mechanism of concretion formation. *Amer. J. Sci.*, 285, p. 865-903.
- TAYLOR R.M. et GRALEY A.M. (1967) — The influence of ionic environment on the nature of iron oxides in soils. *J. Soil Sci.*, 18, p. 341-348.
- TORRENT J., GUZMANN R. et PARRA M.A. (1982) — Influence of relative humidity on the crystallization of Fe^{III} oxides from ferrihydrite. *Clays and Clay Minerals*, 30, p. 337-340.
- TORRENT J., SCHWERTMANN U. et BARON V. (1987) — The reductive dissolution of synthetic goethite and hematite in dithionite. *Clay Minerals*, 22, p. 379-387.
- TROLARD F. et TARDY Y. (1987) — The stabilities of gibbsite, boehmite, aluminous goethites and aluminous haematites and particle size. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, p. 945-957.
- VOLKOFF B. (1983) — Iron constituents of the latosolic cover in Northern Brazil. In Proc. 2nd Internat. Seminar Laterization Processes, Sao Paulo, Brazil, 1982. A.J. MELFI & A. CARVALHO (Eds), Instituto Astronomico et Geofisico, Univ. Sao Paulo, Brazil, p. 527-540.
- VOLKOFF B. (1985) — Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, 11, 4, p. 225-236.